552.(94)
Б-44

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

И.В. БЕЛЬКОВ

КИАНИТОВЫЕ СЛАНЦЫ СВИТЫ КЕЙВ

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

КОЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ им. С. М. КИРОВА

И. В. БЕЛЬКОВ

КИАНИТОВЫЕ СЛАНЦЫ СВИТЫ КЕЙВ

(ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ СЛАНЦЫ И КИАНИТОВЫЕ РУДЫ)

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

Москва · 1963 · Ленинград

АННОТАЦИЯ

В работе освещены геология, тектоника, петрография и метаморфизм свиты кейв, геология и минералогия уникальных кейвских месторождений кианита на Кольском п-ове. Выяснены стратиграфия, литология, фациальная характеристика осадочно-метаморфического комплекса пород, последовательность, участие и роль изверженных пород в процессе метаморфизма и формирования месторождений кианита, усложнение минерального состава кианитовых руд и возникновение их большого разнообразия. Установлен полиметаморфический генезис кейвских месторождений кианита, связанных с неоднократным и разнообразным по своим причинам и форме проявления метаморфизма богатых глиноземом и органическим веществом первично-осадочных глинистых пород, принадлежащих свите кейв верхнеархейского возраста.

Ответственный редактор
проф. М. С. ТОЧИЛИН

ОТ РЕДАКТОРА

Монография И. В. Белькова «Кианитовые сланцы свиты кейв» содержит разностороннюю характеристику замечательного метаморфического комплекса свиты кейв, с которым связаны на Кольском п-ове уникальные месторождения кианита.

Длительная и сложная история геологического развития района Кейв, нашедшая отражение в многообразии форм проявления тектонических, магматических и метаморфических процессов, делает этот район одним из важнейших объектов для решения многих узловых вопросов геологии и стратиграфии северо-восточной части Балтийского щита, а также для исследований в области общегеологических проблем магматизма и метаморфизма.

Предлагаемая вниманию читателей работа может служить одним из примеров того, как комплексный подход и последовательное применение стратиграфического принципа к изучению докембрийских, сильно дислоцированных осадочно-метаморфических и магматических пород в сочетании с анализом структурных и иных соотношений различных геологических образований позволяет осуществить стратиграфическое расчленение немых метаморфических толщ, приблизиться к выяснению их первичных фациально-литологических особенностей, места и роли тектонических и магматических процессов при региональном и контактовом метаморфизме и в конечном итоге к выявлению закономерностей размещения и формирования высокоглиноземистых метаморфогенных месторождений.

Приведенный в работе И. В. Белькова обширный, богато иллюстрированный материал по геологии, тектонике, петрографии и метаморфизму свиты кейв, по геологии и минералогии крупнейших в мире месторождений кианита является новым крупным вкладом в познание докембрийских метаморфических комплексов Балтийского щита и их металлогении. Вместе с тем содержащиеся в работе теоретические выводы и обобщения, вытекающие из анализа фактического материала, представляют собой дальнейшее развитие теории метаморфизма подвижных зон.

В монографии по-новому и более обоснованно рассматриваются вопросы происхождения рельефа Кейв.

Профессор, доктор геолого-минералогических наук М. С. ТОЧИЛИН

ВВЕДЕНИЕ

В районе возвышенности Кейв, являющейся центральным водоразделом Кольского полуострова, сосредоточены крупнейшие месторождения кианита. Высокие темпы развития производительных сил ранее слабо освоенных районов и наличие благоприятных технико-экономических предпосылок предопределяют положительное решение проблемы кейвских кианитов, имеющей важное народнохозяйственное значение. Использование кианита открывает пути для нового прогрессивного электротермического метода производства алюминия и алюминиевых сплавов и широкого применения высокоглиноземистых кианитовых огнеупоров в металлургических процессах.

За 30 лет, прошедших со времени открытия кейвских кианитовых месторождений, район Кейв многократно и разносторонне изучался. В результате геологического картирования, разведки месторождений кианита, осуществлявшейся в довоенные и послевоенные годы, тематических комплексных исследований к настоящему времени собран большой фактический материал, представляющий научно-теоретический и практический интерес.

Кианитовым месторождениям Кейв и кейвской свите осадочно-метаморфических пород, с которой связаны месторождения, посвящена довольно большая литература. Наиболее полные сведения о геологическом строении, стратиграфии, тектонике и метаморфизме свиты кейв содержатся в статьях П. В. Соколова и Л. Я. Харитонова, а также в сводке В. В. Носикова (о результатах геологической разведки этого уникального кианитоносного бассейна). Общей характеристике кейвских кианитовых месторождений, их геологии, закономерностям размещения и формирования и различным вопросам геологии Кейв посвящен в последнее время ряд статей И. В. Белькова, И. Д. Батиевой, Д. Д. Мирской, С. Н. Сусловой, Л. Я. Харитонова. Тем не менее в отмеченных, а также в более ранних опубликованных работах многие существенные вопросы освещены неполно, иногда неточно или вообще не рассматривались; поэтому представилось целесообразным издание настоящей работы, основанной главным образом на материалах тематических исследований, проводившихся в период 1950—1957 гг. коллективом научных сотрудников Кольского филиала АН СССР под руководством автора.

Главными целями выполненных исследований являлись выяснение закономерностей размещения, условий и процессов формирования месторождений кианита в осадочно-метаморфических комплексах центральной и восточной части Кольского п-ова, изучение вещественного состава руд и выявление наиболее перспективных месторождений для первоочередного промышленного освоения.

Поставленные цели определили широкий круг задач, реализованных в ходе исследований. К важнейшим из них относятся литолого-стратиграфическое расчленение серии осадочно-метаморфических пород района Кейв, выяснение взаимоотношений свиты кейв с окружающими комплексами пород, установление общего плана и характерных особенностей ее тектонической структуры, изучение петрографического состава пород свиты кейв и минералогии кианитовых руд, выяснение особенностей генезиса руд и закономерностей локализации различных их типов и разновидностей.

Познание сложной геологической истории формирования кейвских кианитовых месторождений, т. е. выяснение их генезиса в широком смысле слова, потребовало изучения и анализа условий осадконакопления и процессов метаморфизма пород свиты кейв, как регионанального, так и связанного с контактовым воздействием основных и кислых интрузий. Известное внимание было также уделено некоторым вопросам формирования рыхлого покрова и рельефа района Кейв.

Решение перечисленных задач осуществлялось путем применения разнообразных методов исследований и выполнения большого объема полевых и камеральных работ.

Региональное изучение литологии, стратиграфии и тектоники кристаллических сланцев свиты кейв и геологической позиции заключенных в них интрузивных тел метаморфизованных основных пород велось на основе структурно-геологического картирования. При этом в связи с выдержанностью определенных, литологически однородных пачек и пластов кристаллических сланцев и интрузивных залежей метабазитов по простиранию и, наоборот, частой перемежаемостью в разрезе, а также преимущественным расположением осей складок параллельно общему простиранию оси кейвского синклинория оказалось целесообразным проведение детальных геологических профилей вкрест простирания через каждый километр свиты кристаллических сланцев с одновременным прослеживанием по простиранию стратиграфических и литологических границ между различными породами.

Использование методов фациально-литологического и структурно-тектонического анализа обусловило необходимость дальнейшего развития и широкого применения метода реконструкции первичных литологических признаков (особенно первичной слоистости) пород, испытавших полиметаморфизм и интенсивный дислокационный метаморфизм. В остальном применялись общепринятые приемы и методы полевых и камеральных исследований.

Главные теоретические вопросы, затронутые в настоящей работе и получившие дальнейшее развитие, связаны с проблемами стратиграфии и геологической истории северо-восточной части Балтийского щита, с изучением общих закономерностей размещения и формирования метаморфогенных высокоглиноземистых месторождений докембрийского возраста, с исследованием процессов минералогенеза в условиях полиметаморфизма и изучением факторов регионального метаморфизма.

Для удобства изложения материала работа подразделена на две части. В первой части содержится описание геологии и тектоники района Кейв, рассматриваются петрография пород кейвской серии и процессы метаморфизма. Вторая часть посвящена характеристике кианитовых руд и их вещественного состава.

Основные положения и выводы автора основаны на результатах обобщения исследований, выполненных им лично, а также опираются на материалы, полученные коллективом сотрудников, работавших под его непосредственным руководством: И. Д. Батиевой, Д. Д. Мирской, С. Н. Сусловой, Л. Л. Гарифулиным и Н. И. Плетневой. Мы располагали также

возможностью ознакомления с материалами съемочных, поисковых и геолого-разведочных работ, проведенных Северо-западным геологическим управлением.

Всем товарищам по работе, участвовавшим в сборе материалов и камеральной их обработке, выполненной в лабораториях Кольского филиала АН СССР, автор приносит глубокую благодарность.

В связи с проводившимися исследованиями мы пользовались в разное время советами и консультациями А. В. Сидоренко, Н. А. Елисеева, А. Г. Бетехтина, Н. П. Семененко, А. П. Лебедева. Автор выражает им искреннюю признательность за оказанную помощь.

Часть первая

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ПОРОДЫ И МЕТАМОРФИЗМ СВИТЫ КЕЙВ

Глава 1

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ КЕЙВ

Свита кейв, сложенная своеобразным комплексом преимущественно высокоглиноземистых сланцев, и подстилающая толща биотитовых, гранато-биотитовых и амфиболовых гнейсов образуют кейвскую серию метаморфических пород, распространенных на обширной территории в центральной части Кольского п-ова. По геоморфологическим и геологическим признакам на этой территории выделяются 3 района: возвышенность Кейв (или Большие Кейвы), Малые (или Южные) Кейвы, Понойская депрессия.

Возвышенность Кейв, протягивающаяся в направлении с северо-запада на юго-восток на расстояние около 200 км от оз. Ефимозеро на западе, до с. Каневка на востоке, служит водоразделом для бассейнов рр. Поной и Иоканьга.

К югу от Кейв простирается обширная всхолмленная низина (Понойская депрессия, по которой протекает р. Поной), представляющая область преимущественного развития гнейсов кейвской серии и разнообразных гранитоидов.

Далее к югу располагается относительно небольшая по протяженности гряда, служащая водоразделом р. Поной и рр. Варзуга и Стрельна. Эта гряда, носящая наименование Малых Кейв, сложена гнейсами и кристаллическими сланцами кейвской серии.

Большие Кейвы делятся на 3 участка: западные, центральные и восточные Кейвы. Центральные Кейвы, наибольшие по площади, ограничены с запада меридиональной ветвью Серповидного хребта, а с востока — тундрой Манюк. Юго-восточнее простираются восточные Кейвы, теряющие роль Центрального водораздела Кольского п-ова и служащие лишь водоразделом северных притоков р. Поной — рр. Югонька и Ача. Западные Кейвы расположены между Серповидным хребтом и оз. Ефимозеро и охватывают площадь распространения пород кейвской серии, зажатых среди щелочных гранитов. Геологическое строение центральных и восточных Кейв сходно, и граница между ними устанавливается по геоморфологическим признакам. Западные Кейвы по своим геологическим и структурным особенностям резко отличаются от центральных и восточных Кейв.

Первые сведения о физико-географических условиях Кейв и некоторых чертах их геологического строения были получены в 1928 г. географическим отрядом Кольской экспедиции АН СССР, проводившим под руководством А. А. Григорьева исследования в северо-восточной части Кольского п-ова. Обработка собранных петрографических материалов, выполненная Б. М. Куплетским, позволила установить для центральной и восточной частей Кейв широкое распространение кристаллических сланцев с кианитом, мусковитом и ставролитом, получивших впоследствии наименование

кейвской метаморфической свиты. Одновременно сотрудниками геологического отряда этой же экспедиции Б. М. Куплетским и О. А. Воробьевой (1930) в районе Урмаварака—оз. Ефимозеро на западных Кейвах был выявлен грандиозный массив щелочных гранитов, окаймляющий западную оконечность Кейв.

В 1929 г. О. А. Воробьева совместно с Н. Н. Гутковой собрала на западных Кейвах материалы, характеризующие щелочные граниты, связанные с ними пегматиты, а также гнейсы, кристаллические сланцы и приуроченные к ним скопления граната — альмандина (месторождение — тундра Тахлинтуайв). При этом геологическое положение гнейсов и кристаллических сланцев О. А. Воробьева (1932) трактовала с точки зрения наличия «окон» и отторженцев кристаллического фундамента среди щелочных гранитов. Тогда же О. А. Воробьева отметила зональность контактово-метасоматических изменений в гнейсах под воздействием щелочных гранитов.

В 1930—1931 гг. рекогносцировочные геологопоисковые работы в этом же районе производил В. И. Влодавец. Он установил значительную протяженность щелочных гранитов в восточном направлении и открыл Кулиокское месторождение мусковита, а также месторождение граната — альмандина на горе Макзабак.

Наметившаяся в результате этих работ перспективность района западных Кейв в отношении полезных ископаемых стимулировала развертывание поисково-съемочных и разведочных работ, в процессе которых были уточнены представления о геологии и полезных ископаемых. В частности, работами Т. Л. Никольской и М. Д. Вагановой в 1932—1933 гг. были выявлены новые слюдоносные пегматиты и гранатовые месторождения, охарактеризованы петрографически кристаллические сланцы, среди которых обратили на себя особое внимание сланцы, относительно обогащенные кианитом.

Разведочные работы на слюду, проводившиеся Ленинградским геологическим трестом (Л. Я. Харитонов, Д. П. Мишарев), Гормаркбюро (Я. А. Луи) и Ленинградским отделением Института прикладной минералогии (Г. В. Холмов), позволили установить промышленный характер месторождений, охарактеризовать их строение и условия генезиса (Харитонов, 1936; Григорьев, 1937). При этом П. К. Григорьев наряду с характеристикой пегматитов обобщил материалы по геологии и метаморфизму свиты кейв. Согласно его данным, породы свиты кейв под воздействием одностороннего давления были смяты в изоклинальные складки, позднее возникли разломы, по которым внедрились щелочные граниты. Внедрение последних происходило в условиях продолжавшегося тектонического воздействия, что и обусловило согласное залегание гранитов с гнейсами и кристаллическими сланцами. По мнению П. К. Григорьева, кристаллические сланцы сформировались в результате: а) термально-контактового метаморфизма, б) инъекционного метаморфизма с внедрением пегматитового расплава, в) пневматолито-гидротермального метаморфизма.

Другим крупным обобщением явился сделанный П. А. Борисовым прогноз о перспективности кейвских кианитов, вытекавший из сопоставления данных о распространенности кианитсодержащих сланцев в центральных и восточных Кейвах (по материалам А. А. Григорьева) и в западной их части (по материалам Т. Л. Никольской).

В декабре 1932 г. на первой Заполярной геологической конференции П. А. Борисов (1933) высказал следующее предположение: «Кейвы несут все признаки крупнейшего по кианиту промышленного района, требующего самого полного и всестороннего освещения их как по линии разведок, опробования, так и по вопросу разработки методов обогащения и керамической обработки ‹кианитовых сланцев›. Ни Урал, ни Карелия аналогич-

ных месторождений сконцентрированного скопления кианита пока не дают. Если к этой линии керамического освоения кианитовых месторождений присоединить и проработку проблемы — кианит, как источник для производства алюминия, то Кольские находки приобретают чрезвычайно актуальное значение». Этот прогноз послужил основанием для развертывания дальнейших исследований в направлении преимущественного изучения территории центральных и восточных Кейв и приуроченных к ней месторождений кианита.

В результате геологической съемки 1934 г. была изучена территория от с. Семиостровье до Шуурурты (В. С. Смирнов) и от Шуурурты до с. Каневка (П. В. Соколов). После проведения П. В. Соколовым в 1935 г. дополнительных ревизионных маршрутов в центральных Кейвах выяснили в общих чертах стратиграфический разрез свиты кейв и общий план ее геологического строения, а также были выделены в качестве перспективных месторождений кианита тундры Червурта и Манюк. В 1936 г. Л. А. Косой и С. Н. Немцов на тундре Чурвурта произвели геологическую съемку, штуфное опробование месторождения и взяли технологическую пробу кианитовых руд. Петрографические материалы, собранные П. В. Соколовым и Л. А. Косым, были обработаны Н. А. Кумари, который впервые подробно описал кианитовые сланцы с параморфозами кианита по хиастолиту и высказал соображения о полиметаморфическом генезисе пород свиты кейв (Кумари, 1937).

Начиная с 1937 г. в районе Кейв велась геологическая съемка Ю. С. Неуструевым и С. М. Гнесиным. Ими был установлен детализированный разрез и выяснены главные формы тектонических структур. Без достаточного основания они характеризовали контакт гнейсов и сланцев как тектонический и показали на карте ряд интрузивных тел амфиболитов в секущем кристаллические сланцы залегании. Ю. С. Неуструев пришел также к заключению о двухфазности тектонических движений, причем для главной фазы им устанавливались движения с юга на север и для последующей фазы — с востока—северо-востока на запад—юго-запад.

В 1938—1939 гг. Л. Я. Харитонов картировал восточную часть Кейв. Им были установлены детальный стратиграфический разрез свиты кристаллических сланцев и ее тектоническая структура. В частности, Л. Я. Харитонов различал чешуйчатые надвиги внутри самой свиты, а также региональный надвиг гранито-гнейсов архея на свиту кейв, по которому произошло внедрение габбро-анортозитов и микроклиновых порфировидных гранитов (третьей группы). Л. Я. Харитонов отмечал непрерывность перехода между гнейсами и сланцами, а также обосновывал первично-осадочное происхождение гнейсов кейвской толщи наличием в них реликтовых кластических структур (в противоположность Ю. С. Неуструеву, рассматривавшему гнейсы как измененные кислые эффузивы).

В 1939 г. П. В. Соколовым при участии С. Н. Немцова также велась геологическая съемка восточной части Кейв.

Одновременно с этим Н. И. Рябовым производилась детальная разведка Червуртского месторождения кианита, в результате которой были установлены запасы кианитовых руд, а Н. П. Каряпиным выполнялись поисково-разведочные работы в восточной части Кейв на Манюкском месторождении кианита.

Тогда же, в 1939 г., П. В. Соколовым, С. Н. Немцовым и А. Д. Хинейко было произведено рекогносцировочное изучение кианитовых сланцев на всем их протяжении. Полученные материалы, наряду с данными геологической съемки, позволили оценить геологические запасы кианитовых руд на Кейвах, с содержанием в них кианита 35—40%, до глубины 100 м по падению рудных пластов.

В 1940 г. П. В. Соколовым и Л. Я. Харитоновым была закончена геологическая съемка Кейв. В это же время была закартирована территория западных Кейв К. О. Кратцем и А. В. Перевозчиковым. В результате их исследований впервые были получены отчетливые представления об общем плане геологического строения и тектонической структуре района западных Кейв, а также высказан ряд теоретических положений, касающихся вопросов геологической истории района Кейв и генезиса щелочных гранитов.

П. В. Соколов установил наличие двух разновидностей щелочных гранитов: крупнозернистых гранитов главной интрузии и мелкозернистых гнейсо-гранитов, рассматривавшихся им в качестве фациальной разновидности. Вместе с тем он признавал магматическое происхождение щелочных гранитов, их интрузивный характер и отмечал зональное проявление метасоматоза в гнейсах кейвской толщи в контактах со щелочными гранитами. Внедрение щелочных гранитов П. В. Соколов считал одновременным со складчатостью свиты кейв. В то же время Л. Я. Харитонов приходит к выводу об образовании щелочных гранитов после складчатости свиты кейв. Им были обнаружены дайки метаморфизованных основных пород (амфиболиты), пересекающие уже смятую толщу кейвских пород. Амфиболиты не испытали складчатости, но несут следы метасоматического воздействия щелочных гранитов. Сопряженность структур гнейсов и щелочных гнейсо-гранитов Л. Я. Харитонов объясняет образованием последних в тектонически спокойной обстановке, в результате кварцевого и щелочного метасоматоза кейвских гнейсов.

Идея Л. Я. Харитонова о гранитизации гнейсов была развита К. О. Кратцем и А. В. Перевозчиковым. На основании отмеченных ими фактов постепенных переходов между гнейсами и щелочными гранитами и сопряженности тектонической структуры гнейсов и гранитов они пришли к выводу, что весь район западных Кейв в результате глубокого погружения претерпел процессы гранитизации. Одновременно с образованием щелочных гранитов, по мнению А. В. Перевозчикова, вследствие гранитизации кейвских гнейсов и за счет гранитизации олигоклазовых гранитов возникли микроклиновые граниты.

А. В. Перевозчиковым и К. О. Кратцем были также детально изучены на западных Кейвах геология и петрография кристаллических сланцев кейвской свиты. Среди сланцев А. В. Перевозчиковым выделяются: мусковито-гранато-кварцевые сланцы, слюдяные кварциты и мусковито-кварцитовые сланцы, силлиманито-кварцевые сланцы.

Среди гнейсов выделяются 3 разновидности: гранато-биотитовые, биотитовые и щелочные гнейсы, которые, согласно А. В. Перевозчикову, возникли в результате различной интенсивности метасоматических процессов. Среди сланцев также отмечаются явления щелочного метасоматоза, проявившегося в замещении силлиманита слюдой. Помимо известных ранее месторождений граната и слюды, им были охарактеризованы месторождения силлиманита на р. Кулиок в районе горы Белый Бычок и на горе Макзабак. Возникновение месторождений силлиманита, граната и слюды связывается с более глубоким региональным метаморфизмом осадков, чем в центральных и восточных Кейвах, и месторождения, по мнению А. В. Перевозчикова, «не могут быть отнесены к контактовому типу».

А. В. Перевозчиковым были произведены измерения радиусов плеохроичных ореолов (в минералах из пород кейвской свиты), величина которых оказалась близкой к данным, полученным Н. Г. Судовиковым для посткарельских образований Карелии. На основании этого А. В. Перевозчиков приходит к выводу о посткарельском времени образования кейвских метаморфических пород.

Таким образом, в результате большого объема исследований, выполненных преимущественно силами Ленинградского геологического управления за период 1932—1939 гг., для района Кейв были выяснены общие черты его геологии и стратиграфии и установлен уникальный характер Кейвских месторождений кианита, выдвинувших их среди месторождений высокоглиноземистого сырья на первое место в мире. Результаты этих исследований были обобщены в сборнике «Большие Кейвы», «Проблема кольских кианитов» (1940).

После перерыва, связанного с Великой Отечественной войной, исследования возобновились в 1946 г., когда сотрудники Кольской базы АН СССР А. А. Чумаков, А. М. Иванов и А. В. Галахов приступили к изучению петрологии щелочных гранитов западных Кейв, а И. В. Бельков — к изучению минералогии их пегматитов. В 1947 г. объем этих работ был расширен, и к ним были привлечены А. И. Морозов, И. В. Гинзбург, И. Д. Батиева и Д. Д. Мирская.

Главными результатами выполненных исследований явилось составление структурно-геологической карты массива щелочных гранитов, установление их первично-магматической природы, выяснение их разнообразных взаимоотношений с вмещающими породами, детальная характеристика петрографии, минералогии и химизма гранитов, геологии и минералогии сопровождающих пегматитов, выяснение ряда частных вопросов регионально-геологического значения.

Так, И. В. Гинзбург показала, что мелкозернистые щелочные гнейсограниты, относившиеся А. А. Чумаковым вслед за П. В. Соколовым к первой фазе интрузии магмы щелочных гранитов, на самом деле являются метасоматически измененными гнейсами кейвской толщи.

А. В. Галахов установил главные черты стратиграфии и тектоники кристаллических сланцев в западных Кейвах. В частности, он предложил следующую стратиграфическую последовательность кристаллических сланцев, начиная с более древних образований: 1) слюдяно-гранатовые сланцы; 2) силлиманитовые сланцы со ставролитом и кианитом; 3) мусковито-кварцевые сланцы и мусковитовые кварциты.

Одновременно А. В. Галахов обнаружил пересечение кристаллических сланцев микроклиновыми гранитами (II группы), на основании чего он пришел к выводу об архейском возрасте свиты кейв (Галахов, 1948).

В районе западных Кейв в 1949—1950 гг. Северо-западным геологическим управлением (Е. В. Тавастшерн и И. Н. Барабанова) производились экспертно-разведочное обследование слюдяных пегматитов и ревизионно-разведочные работы, в ходе которых были подсчитаны запасы слюды, составлены геологические карты слюдоносных участков и указано присутствие силлиманитовых сланцев на горе Слюдяные Сопки и на горе Слюдяная.

Наряду с работами, проводившимися в западных Кейвах, возобновились исследования в центральных Кейвах. В 1948—1949 гг. сотрудник Кольской базы АН СССР Н. А. Кумари обобщил материалы по геологии кианитовых месторождений, а также в ходе геологических работ выявил Тяпшманюкское месторождение кианитовых сланцев конкреционного типа и обосновал его перспективность.

В 1950—1953 гг. Северо-западное геологическое управление МГ и ОН СССР приступило к геологоразведочным и поисково-съемочным работам в западной части центральных Кейв. Эти работы позволили выявить крупные запасы кианитовых руд различных типов на месторождениях западной части центральных Кейв, а также получить некоторые новые данные по геологии и стратиграфии этого района, получившие отражение на геологической карте.

В целом как довоенные, так и послевоенные работы Северо-западного геологического управления на Кейвах послужили большим вкладом в дело

изучения геологии восточной части Кольского п-ова и практической реализации проблемы кейвских кианитов. Результаты изучения свиты кейв были обобщены П. В. Соколовым и Л. Я. Харитоновым. Ими были сформулированы главные выводы по вопросам стратиграфии, характеристике основных пород, метаморфизму и генезису кристаллических пород, тектонике свиты кейв, вытекавшие из анализа большого фактического материала, а также отмечены нерешенные и недостаточно проработанные проблемы. В 1958 г. Кольским филиалом АН СССР было завершено обобщение материалов комплексных исследований свиты кейв, выполненных в 1950—1957 гг. под руководством И. В. Белькова, в многотомной монографической работе. В сокращенном объеме эти материалы включены в содержание настоящей работы.

Критическое сопоставление наших выводов с выводами предыдущих исследователей, основанными на данных геологоразведочных и съемочных работ, послужит лучшим методом проверки правильности теоретических представлений и положений, вытекающих из результатов изучения сложных вопросов геологии докембрия северо-восточной части Балтийского щита, генезиса свиты кейв и связанных с ней уникальных кианитовых месторождений.

Глава 2

РЕЛЬЕФ И РЫХЛЫЙ ПОКРОВ КЕЙВ

Впервые некоторые существенные черты физической географии восточной части Кейв были установлены в 1928 г. А. А. Григорьевым, сформулировавшим ряд принципиальных положений относительно истории формирования рельефа и происхождения рыхлого покрова, как для района Кейв, так и для всей северо-восточной части Кольского п-ова. В частности, все горизонтальные поверхности и ступенчатые формы рельефа он рассматривал как систему эрозионных террас, возникших в связи с колебаниями базиса эрозии. Главные оро- гидрографические элементы рельефа он связывал с тектоническими, преимущественно дизъюнктивными нарушениями. Рыхлый покров трактовался как остатки размытой морены, смешанные с обломочным материалом послеледниковой коры физического выветривания. Наконец, следовал общий вывод о том, что северо-восточная часть Кольского п-ова неоднократно подвергалась оледенению и скрывалась под мощным покровом материкового льда, который на развитие рельефа оказал, однако, не столько прямое, сколько посредственное влияние через связанные с оледенениями явления изостазии и эвстазии, через деятельность талых вод ледника и т. п. (Григорьев, 1932).

Некоторые дополнительные сведения по физической географии Кейв, не вносящие принципиальных изменений в представления, полученные А. А. Григорьевым, содержатся в работах, посвященных вопросам геологии этого района (Борисов, 1940а, б; Соколов, 1940).

Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений северной Карелии и Кольского п-ова недавно были опубликованы Н. И. Апухтиным (1957). Для района Кейв Н. И. Апухтин обосновывал представление об отсутствии на этой территории последнего оледенения и о широком развитии предшествовавшей ему бореальной трансгрессии. Одновременно он отмечал, что до последнего (карельского) оледенения район Центрального водораздела подвергался более ранним оледенениям, следы которых находят в виде остатков древних морен, почти полностью денудированных. Элювиально-делювиальный покров Кейв он рассматривал как кору физического выветривания межледникового возраста, сформировавшуюся в результате физического (морозного) выветривания только после пол-

ной денудации морены ранних оледенений, якобы ранее широко здесь распространенной.

В дальнейшее развитие представлений об истории и условиях формирования рельефа Кольского п-ова существенный вклад внес А. В. Сидоренко (1958). Он впервые установил не эпизодическое, а повсеместное и достаточно широкое распространение на Кольском п-ове коры выветривания коренных пород, убедительно доказал ее доледниковый возраст и, следовательно, преимущественно дочетвертичный возраст рельефа Кольского п-ова. В частности, площадное развитие доледниковой коры выветривания А. В. Сидоренко и И. В. Бельков наблюдали и в районе центральных Кейв, на коренных выходах кианитовых сланцев.

В последнее время опубликована сводная работа М. А. Лавровой (1960) по четвертичной геологии Кольского п-ова. В этой работе учтены выводы, полученные А. В. Сидоренко. В отношении возраста элювиально-делювиальных отложений Кейв М. А. Лаврова отмечает, что «процессы образования элювия происходили до последнего оледенения и даже значительно раньше его». Возможность значительного накопления элювия М. А. Лаврова объясняет следующими факторами: 1) суровыми климатическими условиями; 2) составом коренных пород, легко поддающихся процессам морозного выветривания; 3) наличием тектонической впадины в пределах верхнего и среднего течения р. Поной, куда перемещались мелкие продукты выветривания пород; 4) слабым развитием, а вернее отсутствием ледниковой денудации, так как по условиям рельефа в четвертичный период в рассматриваемом районе могли образоваться ледниковые покровы с меньшей активностью льда, чем в западных районах Кольского п-ова, а в позднеледниковое время происходило образование неподвижных льдов.

В перечисленных главным образом сводных работах содержатся лишь наиболее общие сведения о характере рельефа и рыхлого покрова района Кейв, нуждающиеся в дополнении и детализации. Изложение некоторых материалов личных наблюдений, приводимое ниже, следует рассматривать только как первый шаг в этом направлении.

Кейвская водораздельная возвышенность, протягивающаяся в восток-юго-восточном направлении более чем на 200 км, при ширине от 3 до 15 км, характеризуется абсолютными отметками в пределах 200—400 м.

Наибольшей абсолютной высоты (до 360—390 м) Кейвы достигают в центральной части — в районе тундр Карманюку, Ягельурта и Шуурурта, относительные превышения которых над подножьем составляют 150—200 м. В западном и восточном направлении Кейвы заметно понижаются, постепенно сходя на нет и сливаясь с окружающей всхолмленной равниной.

На 120-километровом протяжении центральной части Кейвской возвышенности (центральные Кейвы) водораздельный кряж образует в первом приближении две главные параллельные цепи высот, между которыми располагаются широкие долины или котловины, вытянутые вдоль оси кряжа. В поперечном направлении Кейвы расчленяются короткими крутыми ущельями — «рвами», а в центральной части — широкой пологой долиной р. Семужья и ручья Карсим, врезанной почти до основания кряжа.

В своем юго-восточном окончании на протяжении последних 30 км Кейвы теряют значение главного водораздела, проходящего в этом районе севернее. Восточные Кейвы орографически почти не выражены и представлены цепью возвышенностей, слабо выделяющихся среди высот окружающей всхолмленной равнины.

В северо-западном окончании, на протяжении 40—50 км, Кейвы не играют заметной роли в характере рельефа, существенные черты которого связаны здесь с широким площадным развитием щелочных гранитов. Сложное геологическое строение территории западных Кейв обусловливает доминирующие широтное и меридиональное направления главных орографических линий, а также весьма значительную расчлененность рельефа, резко отличающегося от рельефа центральных и восточных Кейв.

К северу от Кейв простирается полоса всхолмленной лесотундры, сменяющейся далее к северу каменистой ягельной тундрой с мягкими формами рельефа.

Южнее Кейв располагается обширная Понойская депрессия с невысокими грядами холмов, большей частью покрытых березовым и смешанным лесом и большими пространствами, занятыми озерами и болотами.

При дальнейшем более детальном рассмотрении морфологии рельефа основной интерес для нас представляют центральные и восточные Кейвы, в пределах которых распространены месторождения кианита. Территории западных Кейв мы коснемся лишь в отдельных частных вопросах.

Неотъемлемой особенностью рельефа всей территории Центрального водораздела является тесная и прямая зависимость между его морфологией и геологическим строением и литологией коренных пород. При этом наиболее общей закономерностью является то, что крупные депрессии рельефа приурочены к антиклинорным тектоническим структурам и, наоборот, крупные положительные орографические элементы связаны с синклинорными тектоническими структурами (инверсия рельефа). Это объясняется прежде всего тем, что к ядрам синклинориев приурочены мощные толщи кристаллических сланцев, которые, очевидно, значительно сильнее противостоят разнообразным факторам эрозии, чем залегающие в ядрах антиклинорных структур гнейсы и гранито-гнейсы. В силу этого сложенный кристаллическими сланцами Кейвский кряж располагается вдоль оси Кейвского синклинория, а в следующих параллельно ему глубоко эродированных антиклинориях обнажаются гнейсы, подстилающие кристаллические сланцы, и залегающие еще глубже гранито-гнейсы.

Еще отчетливее зависимость морфологии рельефа от геологического строения и литологии коренных пород выявляется при рассмотрении макрорельефа самих Кейв. Как уже отмечалось, Кейвский кряж рисуется в виде двух параллельных цепей возвышенностей, соответствующих выходам на поверхность крыльев Кейвского синклинория. Однако подобная трактовка морфологии Кейв, намеченная предыдущими исследователями, отвечает действительности лишь в первом приближении. Фактически же Кейвы образованы кулисообразной системой относительно обособленных, замкнутых, чашеобразных котловин с приподнятыми бортами. Эти котловины более или менее сильно вытянуты преимущественно в широтном направлении, причем их продольные борта и образуют параллельные цепи возвышенностей — «кейвы» (рис. 1). Замковые части котловин имеют подчас исключительно правильную закругленную форму, примером чего может служить замок крайней западной котловины Песцовой Кейвы—Серповидного хребта.

На геологической карте Кейв (рис. 16) отчетливо видно, что их геологическое строение определяется также кулисообразной системой относительно обособленных и замкнутых крупных синклинальных складок, в совокупности образующих Кейвский синклинорий.

При ближайшем рассмотрении взаимосвязи между геологией и рельефом Кейв легко устанавливается, что морфология упомянутых котловин полностью соответствует морфологии складчатых структур. При этом

к продольным бортам и замковым частям котловин приурочены крылья и замки синклинальных складок, а к ядрам этих складок приурочены уплощенные днища котловин. Таким образом, эрозионные процессы с поразительной точностью отпрепарировали складчатую тектоническую структуру Кейв. Характерно, что в самых возвышенных частях рельефа, т. е. на бортах и замковых частях котловин, выходят наиболее устойчивые породы при условии, если пласты их имеют достаточную мощность. Как правило, этими породами являются кианитовые и ставролито-кианитовые сланцы, реже — кварцево-слюдяные сланцы. При уменьшении

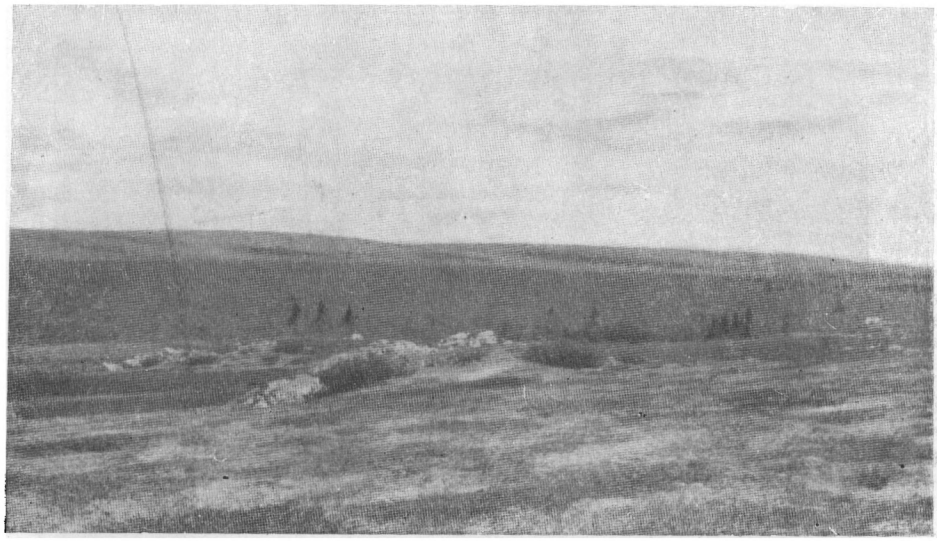


Рис. 1. Кейвы — цепи возвышенностей с пологим рельефом. Район Песцовой Кейвы—Серповидного хребта.

мощности пластов наиболее устойчивых пород их присутствие может почти не оказывать влияния на формирование рельефа, который в таких случаях обусловливается отношением к эрозионным процессам других, более податливых пород, стратиграфически залегающих выше кианитовых и ставролито-кианитовых сланцев.

В качестве другой типичной черты макрорельефа Кейв следует отметить наличие поперечных, более или менее глубоко врезанных сквозных долин, из числа которых особо выделяется широкая долина р. Семужья и ручья Карсим, делящая Кейвы в центральной части пополам. Эти поперечные сквозные долины, имеющие невысокие заболоченные водоразделы, разделяющие воды притоков рр. Поной и Иоканьга, связаны с антиклинальными перегибами оси Кейвского синклинория.

В целом Кейвам свойственны мягкие увалистые формы рельефа. Вершины продольных цепей возвышенностей обычно имеют плоскую или слабо выпуклую платообразную поверхность, лишенную древесной растительности. Повсеместно на вершинах и склонах наблюдаются остроугольные гребни — останцы пластов устойчивых пород, чаще всего кианитовых и ставролито-кианитовых сланцев.

Пологие склоны возвышенностей всегда имеют ступенчатое строение. При этом карнизы ступеней, или террас, непрерывно протягивающихся вдоль склонов, образованы коренными выходами на поверхность пластов наиболее устойчивых пород — кианитсодержащих сланцев и амфиболи-

тов (рис. 2, *а*, *б*). Многократное чередование в стратиграфическом разрезе пород с различной степенью устойчивости к выветриванию и является причиной образования ступенчатости склонов. Вывод, сделанный А. А. Григорьевым (1932, стр. 112) о происхождении таких ступеней в результате речной эрозии, не выдерживает критики ввиду того, что

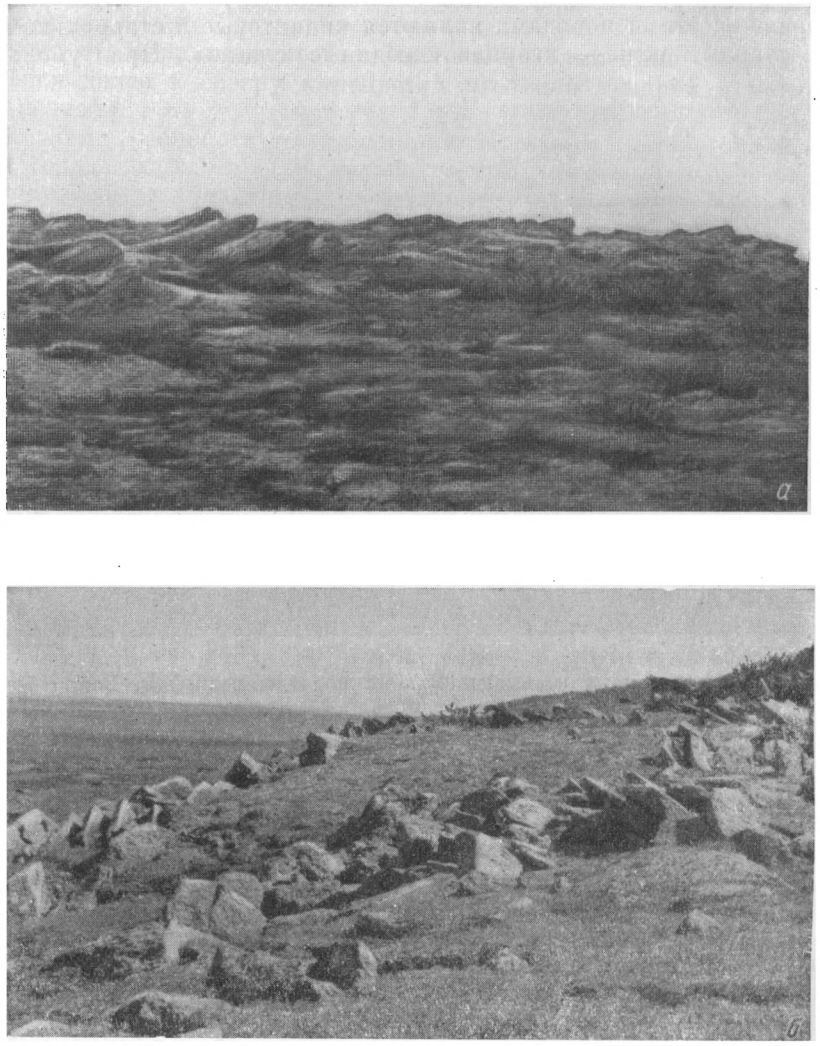


Рис. 2. Уступы, протягивающие вдоль склонов возвышенностей на Кейвах, образованные выходами на поверхность коренных пород.

а — кианитовых сланцев; *б* — амфиболитов.

эти ступени, следуя всем изгибам пластов, не имеют постоянных уровней, на них отсутствуют какие-либо признаки аллювиальных отложений и поверхность их всегда покрыта элювием коренных пород, реже — делювием; в более однородных по составу гнейсах, подстилающих свиту кристаллических сланцев, но также обнажающихся на склонах возвышенностей, аналогичные ступени отсутствуют.

Как отмечалось выше, продольные цепи Кейвской возвышенности расчленяются поперечными короткими и узкими, но глубокими доли-

нами — ущельями с крутыми склонами, носящими наименования «рвов». Особенно часто рвы прорезают южные более крутые цепи Кейв. Не исключена возможность, что возникновению рвов способствовали тектонические нарушения — флексурные перегибы или даже разрывы с небольшой амплитудой вертикальных перемещений. В этом отношении показателен Пятчемский ров (рис. 3), в котором пласты кристаллических сланцев и метабазитов смещены друг относительно друга на западном и восточном бортах. Одновременно с этим на восточном борту отмечается наличие

Рис. 3. Пятчемский ров. Тундра Вальурта.

небольших флексурных складок с осями, параллельными оси Пятчемского рва (рис. 4).

Во рвах протекают ручьи, составляющие верховья притоков более крупных рек бассейнов Иоканьги и Поноя. Частично ручьи берут начало в самих рвах, и в этих случаях они питаются подземными водами; частично же — это более крупные водотоки, дренирующие замкнутые котловины и питающиеся как подземными водами, так и водами болот и озер, приуроченных к обширным, слабо расчлененным днищам котловин. Последние рассматривались А. А. Григорьевым и другими исследователями как унаследованные эрозионные долины крупных водотоков, связанных с таянием ледника.

Этому представлению противоречат факты. Прежде всего необходимо иметь в виду замкнутый характер котловин (или долин), не имеющих соответствующих достаточно широких выводных долин. Так, котловина Песцовой тундры—Серповидного хребта дренируется двумя ручьями, образующими западные верховья р. Ельйок. Оба ручья прорезают Серповидный хребет, имея узкие долины — рвы с крутым, ступенчатым, неразработанным продольным профилем. Аналогичным образом дренируется полузамкнутая Червуртская котловина, замкнутая котловина Кырпурты—Ягельурты (ручьем Тайвей), замкнутая котловина Нуссы (ручьем Кейвина) и др. С другой стороны, внутри котловин отсутствуют

аллювиальные и флювиогляциальные отложения, которые не могли бы не оставить водотоки, связанные с таянием ледника и обусловившие эрозионную деятельность. Весьма маломощны, а нередко и полностью отсутствуют в пределах котловин аллювиальные отложения современных водотоков, ложем и берегами которых служат коренные породы. Наоборот, по выходе за пределы Кейв течение ручьев и рек замедляется и они откладывают аллювий в весьма значительных масштабах. Очевидно, что происхождение широких продольных и поперечных долин в Кейвах должно получить иное объяснение, чем данное А. А. Григорьевым.

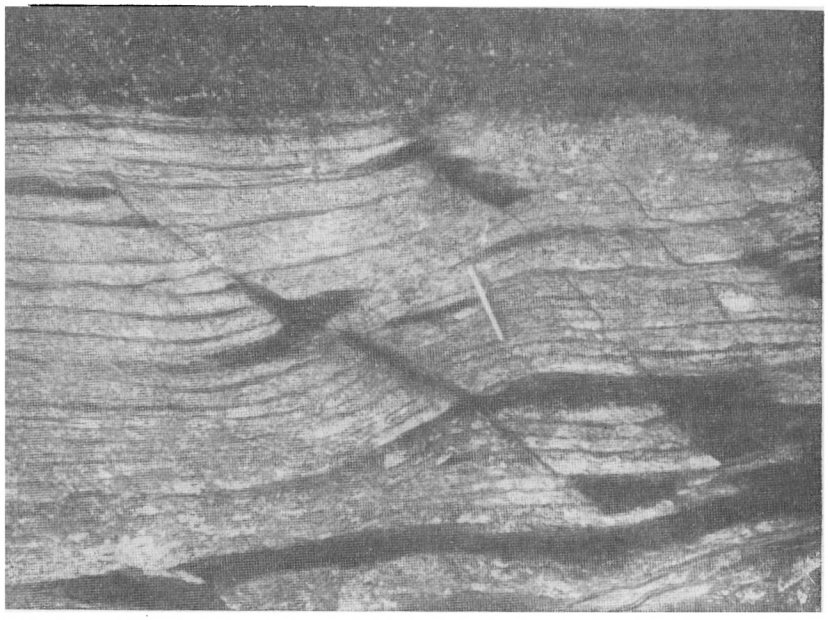


Рис. 4. Флексурный изгиб пластов в восточном борту Пятчемского рва. Тундра Вальурта.

Первопричиной образования подобных долин может служить различное отношение пород, слагающих Кейвский кряж, к факторам денудации. Наиболее податливыми в силу присущих им литологических особенностей являются породы, оказавшиеся в ядрах синклинальных складок. Легко разрушаясь, эти породы образуют рыхлые продукты выветривания, свободно перемещающиеся при снеготаянии и выносимые за пределы Кейв паводковыми водами современных и ранее существовавших сравнительно небольших водотоков. В этих условиях скорость денудации осевых зон Кейвского кряжа оказывается выше скорости денудации его краевых зон (крыльев синклинальных складок), и в конечном счете она определяется скоростью врезания потоков в замыкающие котловины цепи возвышенностей.

Таким образом, в Кейвах следует различать долины двух типов: эрозионные (рвы и узкие долины современных водотоков) и денудационные (котловины и поперечные сквозные долины).

Происхождение многих форм мезо- и микрорельефа Кейв тесным образом связано с особенностями и происхождением рыхлого покрова. Обобщая результаты своих наблюдений, А. А. Григорьев отмечал, что плащ каменных россыпей, покрывающий поверхность Кейв, несомненно представляет собой кору выветривания, образующуюся на месте в ре-

зультате процессов выветривания и селективной денудации. Наряду с этим он различал «наносы из песка с галькой» (хотя и очень малой мощности) в виде «обрывков», встречающихся на любых уровнях Кейвского плато.

Далее он выделял в качестве остатков размытой морены крупные валуны гранито-гнейсов, нередко встречающиеся на гребнях и в долинах сланцевых кряжей, а также местные скопления довольно сильно окатанных камней пестрого петрографического состава, принимавшиеся за отложения флювиогляциальных потоков типа каменного зандра (Григорьев, 1932, стр. 112—113). Следует заметить, что и другие исследователи Кейв различали элювиально-делювиальные наносы и «морену» как наиболее характерные типы рыхлых образований в Кейвах.

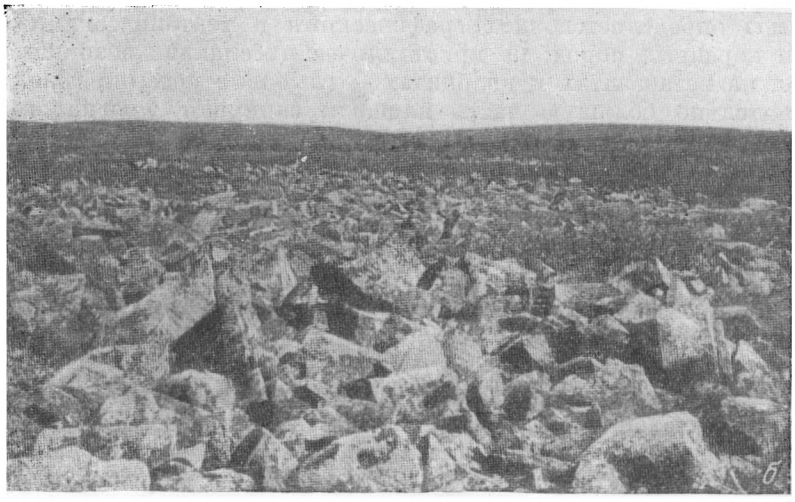
Элювиально-делювиальный покров действительно развит на Кейвах повсеместно. Элювиальные россыпи покрывают все плоские или полого наклоненные поверхности Кейвского кряжа. При этом относительно меньшую площадь занимают чисто каменисто-обломочные россыпи, вытягивающиеся полосами по простиранию коренных пород, за счет которых они возникли. Характер этих россыпей и слагающих их обломков полностью определяется петрографическими и тектоническими особенностями коренных пород: на кристаллических сланцах возникают плитчатые, а на метабазитах и кварцитах — глыбовые россыпи (рис. 5).

Значительно бóльшую часть площади занимают элювиальные россыпи, принадлежащие к смешанному типу — мелкоземно-каменисто-обломочному. В этих россыпях рыхлый покров представлен смесью крупных каменных обломков коренных пород с мелкоземом: суглинком, супесью с примесью мелкой щебенки.

Весьма характерной структурной особенностью мелкоземно-каменисто-обломочных россыпей, развитых на кристаллических сланцах, является ориентированное (близкое к вертикальному) расположение сланцевых плитчатых обломков, торчащих над поверхностью (рис. 6). А. А. Григорьев (1932, стр. 113) отмечал, что подобные образования имеют место лишь там, где сланцы падают под углом не менее 50°, т. е. рассматривал торчки сланцевых плиток в качестве выступающих на поверхность голов круто залегающих пластов кристаллических сланцев.

В действительности россыпи подобного типа, с торчащими наружу, круто стоящими сланцевыми плитками, образуются вне зависимости от залегания коренных пород. Это легко доказывается тем, что аналогичное строение могут иметь и делювиальные россыпи сланцевых плит, подстилаемые совершенно иными по составу породами, например гнейсами.

Следовательно, причину возникновения структурных мелкоземно-каменисто-обломочных россыпей следует искать не в их внешних морфологических чертах, а в особенностях их внутреннего строения. В обобщенном схематизированном виде вертикальный разрез элювиальной россыпи данного типа, иллюстрирующий главные черты ее строения, приведен на рис. 7. Снизу вверх в россыпи выделяются несколько слоев, или зон. Нижняя из них — коренные ненарушенные породы. Выше следует зона расслоения, характеризующаяся раздвиганием плиток сланцев, промежутки между которыми заполняются наиболее тонкозернистым глинистым или суглинистым материалом. Далее кверху следует зона «подвешенных» плит, приобретающих здесь ориентировку, близкую к вертикальной; промежутки между плитами заполнены более грубозернистым материалом — супесью с примесью щебенки. Наконец, поверхностная зона характеризуется вертикальным расположением сланцевых плит, погруженных основанием в мелкоземную супесчано-щебеночную ткань и частично торчащих наружу.



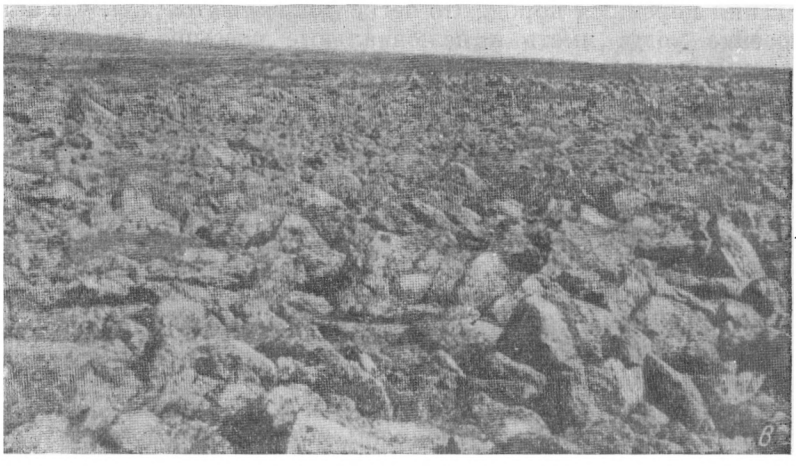


Рис. 5. Элювиальные каменисто-обломочные россыпи на Кейвах.

а — развитые на ставролито-кианитовых сланцах; *б* — развитые на мусковитовых кварцитах; *в* — развитые на амфиболитах.

Таким образом, в процессе формирования мелкоземно-каменисто-обломочной элювиальной россыпи происходит встречная миграция ма-

Рис. 6. Торчащие над поверхностью, круто поставленные плитчатые обломки кристаллических сланцев. Тип мелкоземно-каменисто-обломочных элювиальных россыпей.

териала в вертикальном направлении — крупнообломочного кверху и наиболее тонкозернистого книзу — с одновременной пространственной переориентировкой обломков плитчатой формы, принимающих в верхней части россыпи вертикальное положение. Глубина подобной вертикальной сортировки материала достигает 1—1.2 м; происходит она вследствие процессов многократного промерзания и оттаивания грунта.

Исключительно широкое развитие в Кейвах элювиальных россыпей коренных пород и преобладание горизонтальных или полого наклоненных поверхностей, на которых исключены сколько-нибудь значительные масштабы горизонтального перемещения крупнообломочного материала, явились весьма важными факторами при геологическом картировании. Составление геологических карт осуществлялось практически по элювиальным россыпям. Однако строение этих россыпей само собой свидетельствует о невозможности судить об элементах залегания коренных пород по элементам залегания торчащих плиток сланцев.

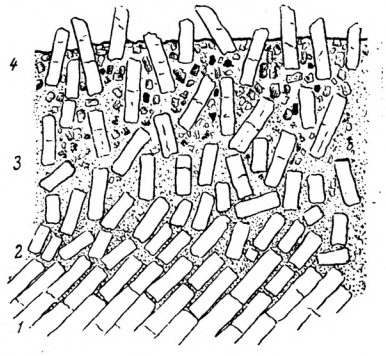


Рис. 7. Схема внутреннего строения разреза мелкоземно-каменисто-обломочной россыпи.

1 — коренные породы (кристаллические сланцы) в ненарушенном залегании; *2* — зона расслоения; *3* — зона подвешенных плит; *4* — поверхностная зона с торчащими наружу плитами.

Особенно грубые ошибки в этом отношении могут возникать вследствие широкой распространенности другой характерной морфологической особенности элювиальных мелкоземно-каменисто-обломочных россыпей кристаллических сланцев, связанной с явлениями солифлюкции. На

пологих склонах торчки сланцевых плит обычно все наклонены в одну сторону — по падению склона на угол, зависящий от крутизны склона. При взгляде на такую россыпь создается полная иллюзия истинности видимого наклонного залегания сланцев, тем более, что простирание сланцевых торчков обычно хорошо выдерживается, совпадая с простиранием самих склонов. При крутизне склонов от 5° и более солифлюкционное течение грунта принимает такие масштабы, что даже могут «заворачиваться» головы пластов коренных пород (рис. 8). Подобные явления «обратного» видимого падения пород свойственны всему северному склону Кейвского кряжа. Недоучет роли отмеченных явлений может приводить к неправильной оценке направления падения пород.

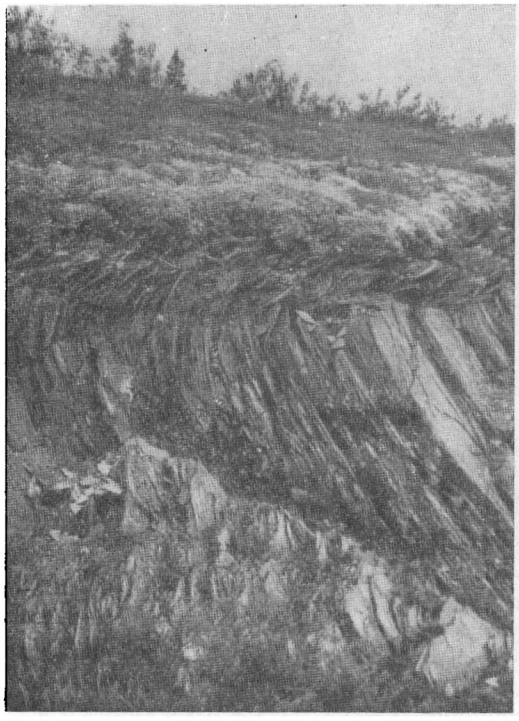


Рис. 8. Заворачивание голов пластов кристаллических сланцев в результате солифлюкционного течения грунта.

Делювиальные россыпи на Кейвах в отличие от элювиальных распространены гораздо меньше. Обычно они приурочены к крутым склонам и образуют различные морфологические типы, в зависимости от тех или иных особенностей коренного рельефа. Чаще всего это каменные шлейфы и осыпи типа курумов на склонах, реже — каменные потоки вдоль ложбин, врезанных в склоны возвышенностей, достигающие в длину 200—300 м. В некоторых случаях делювиальные россыпи смешанного мелкоземно-каменисто-обломочного типа развиваются на солифлюкционных склонах. В этих случаях перемещенный обломочный материал может смешиваться в различной пропорции с элювием тех пород, на которые он налегает.

Представляют интерес возникающие подобным образом каменные пояса или гирлянды перемещенных плитчатых обломков сланцев, располагающиеся параллельно горизонталям склона. Смешанные с мелкоземом перемещенные плитчатые обломки образуют на поверхности россыпи торчки, настолько сходные с торчками элювиальных мелкоземно-каменисто-обломочных россыпей, что при геологическом картировании они могут ввести в заблуждение относительно природы коренных пород, находящихся в данном месте. На рис. 9 представлена каменная гирлянда торчков тонкоплитнякового кианитового сланца на склоне, коренной породой которого служит гранато-биотитовый гнейс.

Подобный тип делювиальных россыпей является как бы переходным к следующему типу рыхлых отложений, развитых на Кейвах повсеместно и имеющих весьма существенную роль, — солифлюкционному коллювию. На Кейвах роль процессов солифлюкции в перемещении материала, особенно мелкообломочного, исключительно велика, и эти процессы служат важным фактором денудации.

Проявления процессов солифлюкции весьма разнообразны. Чаще всего наблюдается на солифлюкционных склонах общее «течение» грунта, причем ближе к поверхности оно осуществляется быстрее, чем в глубине. Это особенно хорошо заметно, когда «течет» неоднородный слоистый материал при первоначальном вертикальном или крутом расположении слоев, головы которых постепенно заворачиваются и у поверхности ориентируются параллельно склону (рис. 10). По мере «стекания» грунта с возвышенных участков рельефа происходит углубление зоны выветривания и дезынтеграции коренных пород. В результате стекания грунта

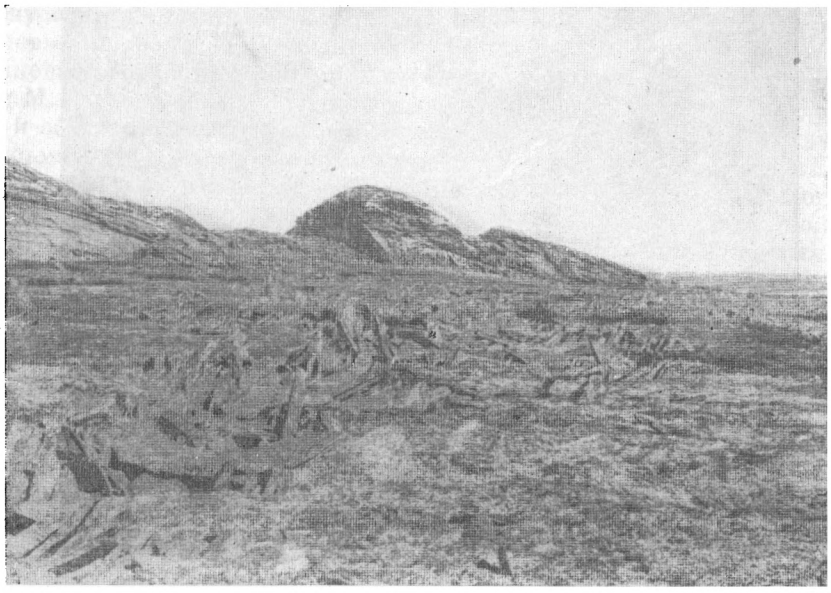


Рис. 9. Гирлянда торчков тонкоплитнякового кианитового сланца, следующая параллельно склону и расположенная над гранато-биотитовым гнейсом. Тундра Шуурурта.

у подножий склонов возвышенностей, а нередко и на самих склонах возникают солифлюкционные террасы и ступенчатые наплывы. Эти формы микрорельефа очень характерны для пологих склонов тундр центральных Кейв, особенно для тундр Вальурта, Тяпшманюку, Ягельурта, Шуурурта и др.

Солифлюкционный перенос материала, которому способствует, помимо общих условий климата, мягкий рельеф Кейв и почти полное отсутствие древесной и кустарниковой растительности, осуществляется на значительные расстояния и достигает многих сотен метров и даже километров. Так, например, на северном склоне тундры Тяпшманюку солифлюкционный коллювий, в составе которого находятся типичные для сланцев этой тундры конкреционные стяжения кианита, распространен по всему склону до заболоченного подножья на расстояние до 1.5—2 км.

При солифлюкционном течении мелкоземно-каменисто-обломочного грунта поверхность более крупных обломков пород постепенно сглаживается, и они приобретают более или менее округлую форму, напоминающую форму моренных валунов. В силу этого солифлюкционный коллювий, преимущественно состоящий из смеси мелкоземного супесчаного материала с округленными обломками разнообразных кристаллических сланцев, внешне напоминает ледниковые моренные образования,

за которые он обычно принимался и рассматривался в качестве «размытой морены». Следует заметить, что подобной трактовке происхождения рыхлых отложений, относимых нами к типу солифлюкционного коллювия, способствовала тенденция этих отложений накапливаться в пониженных частях рельефа, а также другое характерное для Кейв явление — присутствие в составе рыхлого покрова несомненно чуждых пород, перенесенных из соседних с Кейвами районов.

В районе западных Кейв, примерно до меридиана оз. Ровозеро, на многих плоских платообразных вершинах возвышенностей встречаются

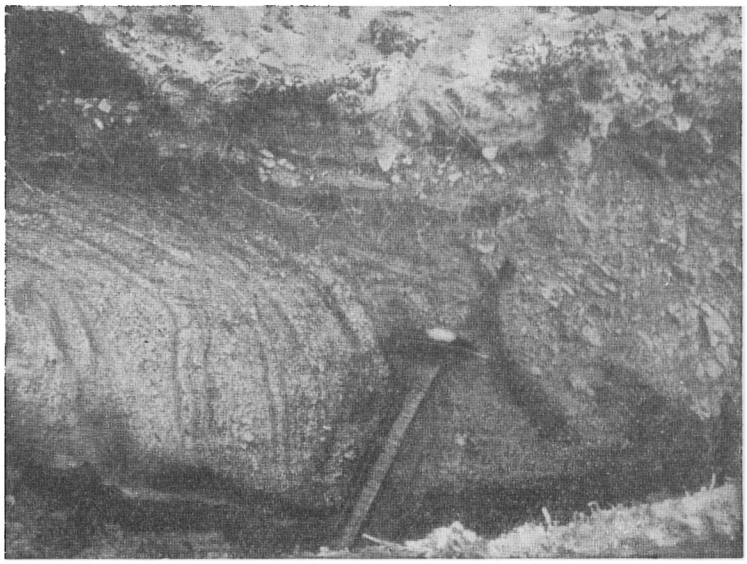


Рис. 10. Солифлюкционное «течение» грунта в направлении понижения склона. Кора выветривания на гранато-биотитовых инъекционных гнейсах с жилами амазонитовых пегматитов. Северо-западный склон горы Березовая, западные Кейвы.

округленные валуны и глыбы ловозерских нефелиновых сиенитов: луявритов, эвдиалитовых луявритов и др., а также одиночные валуны гранито-гнейсов. Они образуют местные скопления или встречаются группами на возвышенных участках рельефа и, как правило, отсутствуют в понижениях.

В центральных Кейвах отдельные колоссальные валуны и глыбы щелочных гранитов, объем которых иногда достигает многих десятков кубических метров, также встречаются сравнительно часто, и местонахождение их в основном приурочено к возвышенным участкам рельефа. Так, валунная россыпь щелочных гранитов находится в западной части Песцовой Кейвы, отдельные валуны и группы их лежат на вершинах тундр Воргельурта, Тавурта, Тяпшманюку и др. На южном склоне тундры Карманюку глыбовые россыпи щелочных гранитов образуют полосы длиной до 500—600 м и шириной до 50—80 м.

Реже обнаруживаются в центральных Кейвах валуны гранито-гнейсов и гранато-биотитовых гнейсов. Скопление валунов микроклиновых гранито-гнейсов встречено на тундре Безымянной в виде полосы шириной до 50 м и протяженностью около 1 км. Скопление гнейсовых валунов имеется на северном склоне тундры Шуурурта. Эпизодически встречаются одиночные глыбы этих пород как на возвышенностях, так и в пониженных частях рельефа в центральных и восточных Кейвах.

Севернее Кейв распространены одиночные крупные глыбы кианитовых сланцев, несомненно перенесенные из района Кейв. Расстояние переноса достигает 10—15 км. Следы ледниковой обработки на подобных глыбах, как правило, незаметны.

Таким образом, изучение ледникового рассеяния валунов в районе Кейв позволяет сделать вывод о наличии двух направлений движения льда: преобладающего восточного (перенос валунов пород Ловозерского массива в район западных Кейв и щелочных гранитов западных Кейв в район центральных Кейв) и, в меньшей мере, северного (перенос валунного материала и обломков кристаллических сланцев свиты кейв). Наряду с этим отсутствие на Кейвах типичных для большинства других районов Кольского п-ва ледниковых форм рельефа и крайне слабая ледниковая обработка обломков местных пород делают убедительным вывод М. А. Лавровой (1960) о незначительной активности льда в районе Кейв и об изначальном отсутствии здесь типичных моренных отложений.

Весьма важным типом образований, широко распространенных в западных и центральных Кейвах, является древняя площадная кора механического и химического выветривания. Впервые наличие подобной коры выветривания было установлено автором еще в 1947 г. в западных Кейвах для двух районов: на горе Юмперуайв и на участке в 4 км к югу от горы Ровгора. Дальнейшие наблюдения позволили выяснить, что кора выветривания сохранилась не только во многих местах на гнейсах, но и на щелочных гранитах и на кристаллических сланцах — особенно на механически устойчивых кианитовых сланцах в центральных Кейвах.

На западных Кейвах в ряде пунктов на платообразных вершинах и склонах возвышенностей среди гнейсов находятся участки площадью до 1 км^2, где гнейсы с поверхности покрыты не плащом обычных элювиальных или делювиальных россыпей, а корой выветривания.

На плоском террасовидном уступе недалеко от вершины горы Юмперуайв такая кора имеет следующий разрез (сверху вниз):

Слой супесчаной тощей почвы и дерна . . . . . 10—15 см.
Слой солифлюкционного «текущего» рыхлого песчаного грунта с кварцевой щебенкой . . . . . 25—30 см.
Слой дезынтегрированного сыпучего гнейса, пронизанного серией кварцевых и полевошпатовых жилок, переходящий постепенно с глубиной в более уплотненный материал, внешне похожий на неизмененный гранато-биотитовый гнейс, но легко растирающийся пальцами . . . 75 см.

Глубина перехода к действительно неизмененному гнейсу не установлена, но, судя по характеру наблюдавшейся части разреза, она может составлять 3—4 м.

На северо-западном склоне горы Березовая в зоне контакта гнейсов со щелочными гранитами в разведочных канавах наблюдается следующий разрез коры выветривания (сверху вниз):

Почвенный слой . . . . . 5—10 см.
Слой солифлюкционного «текущего» рыхлого песчаного грунта со щебенкой кварцевых и пегматитовых жил, пронизывающих гнейс . . . 30—40 см.
Слой дезынтегрированного сыпучего гранато-биотитового гнейса, сохранившего в ненарушенном виде все текстурные признаки исходной породы. Находящиеся в выветрелом гнейсе инъекционные кварцево-полевошпатовые прожилки, кварцевые и пегматитовые жилы также дезынтегрированы. Полевые шпаты пегматитовых жил (особенно плагиоклаз) сильно каолинизированы. Заметно каолинизирован и плагиоклаз самого гранато-биотитового гнейса, с образованием пылеватых (глинистых) частиц . . . . . 0.5 м и глубже.

Аналогичные разрезы коры выветривания гнейсов наблюдаются на восточном склоне горы Иинпорь, на возвышенности, окаймляющей с за-

пада оз. Ровозеро, на участке к югу от горы Ровгора, к югу от горы Слюдяная, на западном склоне Серповидного хребта и в других местах.

К участкам развития коры выветривания на гнейсах бывают приурочены воронкообразные углубления округлой или овальной формы, иногда окруженные пологими валиками. Обычно они группируются в числе 2—3, редко более. Диаметр воронок достигает 3—4 м, глубина 1—1.5 м, высота окружающих валиков не превышает 20—30 см. Морфология этих форм микрорельефа не оставляет сомнения в их термокарстовом происхождении. Присутствие подобных термокарстовых западин в тех или иных местах среди полей развития гнейсов может служить указанием на сохранность в данном месте коры выветривания.

Кора выветривания щелочных гранитов наблюдалась на западных Кейвах в одном пункте — в Ровозерской котловине вдоль подножья высот, окаймляющих с юго-запада и юго-востока оз. Ровозеро. Для этого участка характерен бугристый рельеф, который обычно связывался с аккумулятивными формами рыхлых образований. Фактически оказывается, что непосредственно под маломощным почвенным покровом (0—15 см), как на буграх, так и между ними находится дезынтегрированный сыпучий грубозернистый материал, сохраняющий, однако, ненарушенными все текстурные и структурные черты неизмененного щелочного гнейсо-гранита и его элементы залегания.

Одновременно с физическим изменением породы наблюдается и химическое изменение слагающих ее минералов (каолинизация полевых шпатов, разложение темноцветных минералов, новообразования некоторых минералов, свойственных зонам выветривания, и др.). Характерно, что в рассматриваемом участке кора выветривания покрывает без перерыва как щелочные граниты, так и окружающие их гранато-биотитовые гнейсы.

В центральных Кейвах условия наблюдения древней коры выветривания мало благоприятны в силу исключительного развития элювиальных и делювиальных продуктов современного выветривания. Поэтому суждения о характере древней коры выветривания преимущественно основаны на данных буровых скважин в трех разведывавшихся участках (тундры Тяпшманюку, Безымянная и Червурта) и немногочисленных шурфов, вскрывавших лишь верхние горизонты коренных пород.

Следует иметь в виду также исключительную устойчивость к химическому изменению высокоглиноземистых минералов (кианита и ставролита) и кварца, являющихся главными компонентами большинства петрографических типов кристаллических сланцев на Кейвах. Поэтому наблюдающиеся в коре выветривания высокоглиноземистых кристаллических сланцев явления изменения минералов носят селективный характер: они не затрагивают главных минералов пород, а связаны с второстепенными минералами — полевыми шпатами, слюдами и сульфидами.

По кернам буровых скважин легко устанавливается, что кианитовые сланцы в верхних горизонтах мощностью 10—20 м, сохраняя внешний облик неизмененных пород, фактически сильно изменены: сульфиды из них выщелочены, плагиоклазы почти нацело каолинизированы, слюды гидратированы. В измененных выветрелых породах содержится множество пор и более крупных пустот с налетами гидроокислов железа на их стенках. По мере углубления явления химического выветривания постепенно ослабевают, но фиксируются до глубины 60—120 м.

В верхней части коры выветривания кианитовые сланцы за счет выщелачивания ряда минералов относительно обогащаются кианитом — на 5—6% в среднем. Мощность коры выветривания в кианитовых сланцах не является постоянной. Местами эта кора полностью эродирована, и на поверхности обнажаются неизмененные сланцы, содержащие свежие невыщелоченные сульфиды (преимущественно пирротин) и плагиоклаз,

не подвергшийся каолинизации. В других же местах, как указывалось, сохранилась кора мощностью в десятки метров, что свидетельствует об огромных масштабах протекавших ранее процессов химического выветривания.

Мощная кора химического выветривания мусковито-плагиоклазо-ставролитовых сланцев и заключенных среди них амфиболитов сохранилась в понижениях рельефа на южных склонах тундры Выхчурта. Здесь сланцы почти нацело каолинизированы, а полевошпатовый амфиболит дезынтегрирован и частично превращен в зеленовато-бурые глиноподобные продукты, по-видимому, существенно нонтронитового состава.

Явления химического выветривания, аналогичные отмеченным, фиксируются в отдельных участках на тундрах Воргельурта, Тавурта, Безымянная, Тяшманюку, Червурта, Б. Ров и другие, как в кианитовых, так в ставролито-кианитовых, кианито-ставролитовых, гранато-мусковито-ставролитовых сланцах и амфиболитах.

Вместе с тем на этих же участках распространены породы, лишенные коры химического выветривания, несущие лишь маломощный плащ рыхлых продуктов физического, преимущественно морозного, выветривания.

Следовательно, в современных условиях кора химического выветривания на кристаллических сланцах и амфиболитах не развивается. Широкое же распространение на Кейвах подобной коры, местами значительная ее мощность, приуроченность к самым различным уровням современного рельефа свидетельствуют о бывшем региональном развитии мощной коры химического выветривания кристаллических сланцев и ее древнем возрасте.

Аналогичный вывод может быть сделан применительно к гнейсам и щелочным гранитам. Учитывая же многочисленные факты налегания поверх коры химического выветривания невыветрелых валунов нефелиновых сиенитов, гранитов и других пород, несомненно испытавших перенос из соседних с Кейвами районов, мы приходим к убеждению о доледниковом (дочетвертичном) ее возрасте.

Заканчивая характеристику рыхлого покрова и связанных с ним форм мезо- и микрорельефа, отметим такие довольно широко распространенные и типичные для Кейв формы, как бугристые мари, торфяно-бугристый рельеф болот, нагорные террасы.

Бугристые мари характерны для восточных Кейв, где на сланцевых плато, а чаще на склонах и в понижениях, приуроченных к областям развития гнейсов, встречаются заболоченные участки с обилием бугров-могильников высотой 0.3—0.5 м, иногда покрытых травянистой растительностью и ерником, иногда же обнаженных. В сложении бугров, морфологически крайне разнообразных, преобладает мелкоземно-щебенистый грунт, обычно солифлюкционный коллювий, реже — мелкоземно-каменисто-обломочный эллювий.

В центральных и восточных Кейвах распространен торфяно-бугристый рельеф, развивающийся на фоне более обширных заболоченных участков в местах, где возникает накопление торфа. Торфяные бугры редко встречаются одиночно. Обычно они образуют группы, сливаются в сплошные массивы. Поперечник бугров колеблется от нескольких метров до 25—30, высота не превышает 2—2.5 м.

На участках плоскобугристых торфяников нередко наблюдается термокарстовый микрорельеф — блюдцеобразные и воронкообразные углубления, сухие или заполненные водой. Кроме того, для этих деградирующих бугров характерны морозобойные трещины, размываемые вешними водами, лишенные растительности участки, различные проявления корразии сухого торфа и растительного защитного покрова. Вместе с тем наблюдающаяся во многих случаях выпуклая форма бугров

с ненарушенным на них растительным покровом указывает на продолжающийся их рост в современных климатических условиях.

Наконец, следует остановиться на таких более крупных формах рельефа, как нагорные террасы, особенно характерных для области распространения щелочных гранитов на западных Кейвах. В наиболее возвышенных участках при абсолютных отметках более 350 м вершины массивов щелочных гранитов приобретают плоский платообразный рельеф, а склоны — ступенчатость. Отдельные сопки, возвышающиеся над общей

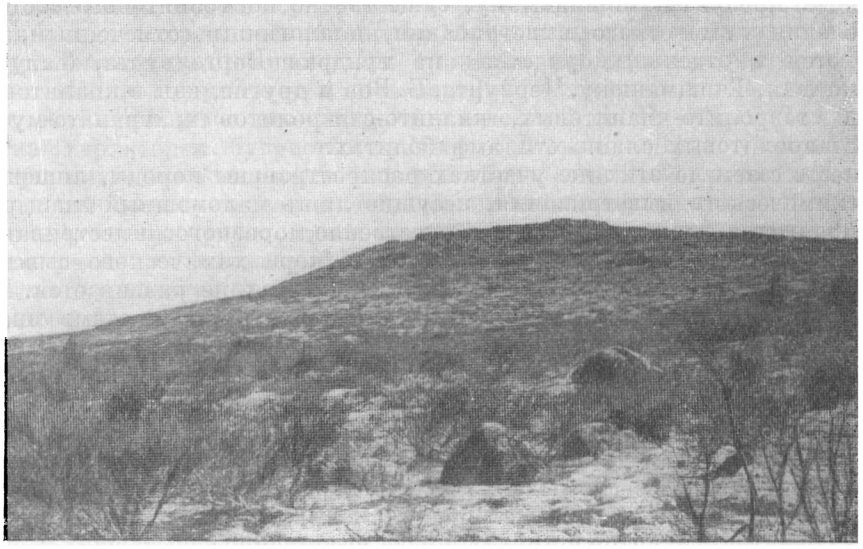


Рис. 11. Нагорные террасы и усеченные вершины возвышенностей — «тумпы». Щелочные граниты на плато Леньурт, западные Кейвы.

платообразной поверхностью массивов щелочных гранитов, также имеют плоские усеченные вершины, т. е. являются типичными «тумпами» (рис. 11).

Согласно данным С. В. Обручева (1937), С. Г. Боча и И. В. Краснова (1951), возникновение подобных форм обязано комплексному проявлению процессов морозного выветривания и солифлюкции. По-видимому, платообразная поверхность центральных и восточных Кейв, а также отдельные террасовидные формы рельефа являются следствием процессов гольцового выравнивания, протекающих в свойственных Кейвам типичных условиях субнивального климата.

Результаты изучения рельефа и рыхлого покрова Кейв позволяют сделать некоторые обобщения.

Главные черты и характерные особенности рельефа возвышенности Кейв тесно связаны с геологическим строением и складчатой тектонической структурой этого региона, отпрепарированной в ходе денудационных процессов.

На развитие рельефа четвертичное оледенение не оказало какого-либо заметного влияния и не оставило типичных моренных и флювиогляциальных отложений, столь характерных для областей, расположенных к западу от Кейв. Слабая активность ледникового покрова способствовала сохранению на Кейвах в широких масштабах доледниковой площадной коры выветривания физического и химического типов.

Время происхождения главных крупных форм рельефа Кейв не может датироваться как четвертичное и является более древним, причем вы-

работка этого рельефа протекала в климатических условиях, резко отличных от современных. Моделирование древнего коренного рельефа в современных условиях обязано господству мерзлотных и солифлюкционных процессов.

Рыхлые образования, покрывающие коренные породы в районе Кейв, отличаются значительным морфологическим и генетическим разнообразием. В их составе различаются: образования, принадлежащие к доледниковым площадным корам выветривания физического и химического типов, элювиальные и делювиальные россыпи, солифлюкционный коллювий, речные аллювиальные отложения. Кроме того, некоторую роль играют валунные образования, происхождение которых несомненно связано с ледниковой деятельностью и транспортировкой валунного материала на небольшие (относительно) расстояния.

Широкое развитие на Кейвах доледниковой коры физического и особенно химического выветривания, в том числе и на кианитовых сланцах, обусловливает неодинаковый качественный и количественый минеральный состав кианитовых руд поверхностных и глубинных горизонтов месторождений.

Глава 3

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ВОЗРАСТНЫЕ СООТНОШЕНИЯ ПОРОД РАЙОНА КЕЙВ. СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ВОЗРАСТ СВИТЫ КЕЙВ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ВОЗРАСТНЫЕ СООТНОШЕНИЯ ПОРОД РАЙОНА КЕЙВ

В геологическом строении центральной и восточной части Кольского п-ова принимают участие 3 докембрийских суперкрустальных комплекса и многочисленные разновозрастные кислые и основные интрузии.

Наиболее древними образованиями являются нижнеархейские гнейсы, прорванные интрузиями плагиогранитов и гранодиоритов, основных пород, плагио-микроклиновых гранитов и превращенные в разнообразные мигматиты и полимигматиты. В современном эрозионном срезе нижнеархейские гнейсы в рассматриваемом районе не имеют широкого распространения и встречаются главным образом в виде отдельных останцов и ксенолитов среди плагиоклазовых гнейсо-гранитов и гнейсо-гранодиоритов (так называемых гранитов I группы). Последние обнажены на обширных площадях преимущественно в ядрах антиклинорных тектонических структур и служат тем фундаментом, на эродированной поверхности которого залегают разнообразные гнейсы, метабазиты и кристаллические сланцы второго докембрийского суперкрустального комплекса.

Метаморфические породы второго докембрийского комплекса широко распространены в пределах трех сопряженных синклинорных зон: Воронья-Поросозеро-Чудзьваарь, Кейв и Имандра-Варзуга, которые в совокупности определяют мегасинклинорное тектоническое строение центральной и восточной части Кольского п-ова. Ось этого мегасинклинория, выделенного нами в виде самостоятельного крупного структурного элемента и названного Восточно-Кольским (Бельков, 1960а, б; 1961), имеет общее сев.-зап. и юго-вост. простирание. С северо-востока и юго-запада он обрамлен нижнеархейскими мигматитами и гранитоидами Мурманского и Беломорского блоков. Синклинорные зоны разделены актиклинорными перегибами, в которых обнажаются главным образом архейские гранитоиды и мигматиты.

В составе метаморфических пород второго докембрийского комплекса преобладают разнообразные гнейсы и кристаллические сланцы, меньшее значение имеют метабазиты. Гнейсы, образующие стратиграфически единый горизонт, доминируют на большей части Восточно-Кольского мегасинклинория, в то время как кристаллические сланцы приурочены на уровне современного эрозионного среза к относительно узким и протяженным зонам в наиболее глубоко погруженных ядрах синклинорных тектонических стуктур.

Породы третьего суперкрустального комплекса — главным образом вулканогенные, относительно слабо метаморфизованные образования, относимые к спилито-кератофировой формации, распространены в пределах западной и центральной части синклинория Имандра-Варзуга. Они несогласно залегают на подстилающих глубоко метаморфизованных породах второго суперкрустального комплекса, преимущественно распространенных к востоку от р. Варзуга.

Кейвский синклинорий, представляющий в данном случае первоочередной интерес, принадлежит к осевой, наиболее глубоко погруженной зоне Восточно-Кольского мегасинклинория. Среди пород, приуроченных или непосредственно тяготеющих к Кейвскому синклинорию, выделяются следующие, начиная от более древних.

1. Гранодиориты и плагиограниты.
2. Конгломераты, биотитовые, гранато-биотитовые и амфиболовые гнейсы.
3. Кристаллические сланцы (свита кейв).
4. Разнообразные амфиболиты, метагаббро-анортозиты, амфиболиты-мандельштейны.
5. Плагио-микроклиновые, частью аплитоидные граниты, их мигматиты и порфиробластические граниты.
6. Щелочные граниты.
7. Сиениты и нефелиновые сиениты (миаскиты).
8. Диабазы, габбро-диабазы, авгитовые и пикрит-порфириты.

1. Гранодиориты и плагиограниты (так называемые граниты I группы) распространены более широко, чем это показано на геологических картах. На всем протяжении Кейв они служат основанием для горизонта гнейсов. Как правило, в западной и южной части Кейв они отделены от гнейсов и сланцев кейвской серии мощной межформационной интрузией щелочных гранитов. В северной и восточной части Кейв контактные взаимоотношения гранодиоритов с породами осадочно-метаморфогенного комплекса кейвской серии затушеваны интрузиями плагио-микроклиновых гранитов, которые оказывают метасоматическое воздействие как на гранодиориты, так и на гнейсы. Лишь в одном случае (в районе оз. Ефимозеро) наблюдался непосредственный контакт гранодиоритов с толщей гнейсов, разрез которой в этом случае начинается базальными конгломератами с галькой гранодиорита. Гранодиориты и плагиограниты вне пределов собственно Кейв всегда носят следы воздействия плагио-микроклиновых гранитов, вплоть до образования типичных мигматитов и порфиробластических гранитов.

2. Залегающие на гранито-гнейсовом фундаменте биотитовые, гранато-биотитовые и частью амфиболовые гнейсы, включающие прослои конгломератов, занимают в восточной части Кольского п-ова большую площадь. В районе Кейв они протягиваются непрерывной полосой в субширотном направлении на расстояние свыше 250 км, от района оз. Ефимозеро на западе, до района устья р. Пурнач на востоке. В центральной части Кейв ширина полосы гнейсов достигает 50—60 км. В участке западных Кейв полоса гнейсов сужается, и очертания ее становятся извилистыми вследствие наличия глубоко вдающихся в нее заливов щелочных гранитов.

Кроме непрерывно следующей полосы гнейсов, среди поля развития щелочных гранитов находятся разобщенные участки гнейсов, иногда и сланцев, являющихся остатками кровли интрузии щелочных гранитов.

К северу и северо-востоку от Кейв область распространения гнейсов ограничена гранодиоритами, плагио-микроклиновыми гранитами и мигматитами Мурманского блока.

В северо-западном направлении гнейсы без перерыва и изменений в составе и характере залегания ответвляются от Кейвского синклинория и протягиваются далее к северо-западу, залегая в основании толщи пород свиты воронья-поросозеро-чудзьваарь.

С запада, юго-запада и юга гнейсы Кейвского синклинория отделены от гранодиоритов и плагиогранитов основания западно-кейвской интрузией щелочных гранитов.

К юго-востоку от Кейв гнейсы граничат с полем плагио-микроклиновых гранитов и мигматизированных и микроклинизированных (иногда до степени образования типичных порфиробластических гранитов) гранодиоритов и плагиогранитов. Гнейсы в нижней части разреза содержат гальку гранодиоритов и кварца и подвергаются мигматизации и микроклинизации.

Наконец, к югу от Кейв гнейсы, не прерываясь, переходят в районе среднего течения р. Поной суженной полосой через зону антиклинорного поднятия, разделяющего синклинории Кейв и Имандра-Варзуга, и вновь приобретают широкое площадное распространение в восточной части синклинория Имандра-Варзуга.

Здесь гнейсы, занимающие наиболее низкое стратиграфическое положение, приурочены к зонам антиклинальных поднятий. В связи с этим они особенно широко распространены на всем обширном пространстве между свитами кейв и имандра-варзуга. На Малых Кейвах, относящихся уже к синклинорию Имандра-Варзуга, область их регионального распространения с юга ограничивается полосой кристаллических сланцев свиты кейв и свиты имандра-варзуга, среди которых гнейсы обнажаются полосами в ядрах антиклинальных складок. Гнейсы здесь преимущественно представлены биотитовыми разновидностями, реже — гранато-биотитовыми и гранато-амфиболо-биотитовыми разновидностями, аналогичными кейвским.

В восточной части участка Малых Кейв в гнейсах, подстилающих кристаллические сланцы, содержатся прослои конгломератов и брекчий, впервые обнаруженных здесь А. К. Симоном. Галька конгломерата и обломки брекчий по составу близки самим гнейсам. Размер гальки и обломков колеблется от 15—20 см до нескольких миллиметров.

По своему характеру эти породы являются типичными внутрипластовыми брекчиями и конгломератами, возникающими за счет взламывания уже отчасти затвердевших осадков и переотложения обломков или захоронения их на месте в процессе осадконакопления. Не достигая 15—30 м до границы со сланцами, конгломераты сменяются монотонными мелкозернистыми биотитовыми гнейсами, с хорошо сохранившейся местами первичной слоистостью. Далее эти гнейсы на коротком интервале, но постепенно, как и в центральных и восточных Кейвах, через двуслюдяные гранатовые гнейсы переходят в кристаллические, существенно гранатовые сланцы.

3. Стратиграфически выше гнейсов без перерыва в отложении следуют кристаллические сланцы свиты кейв. Вместе с гнейсами они согласно смяты в сложную систему складок и в современном эрозионном срезе приурочены к ядрам синклинориев.

Кристаллические сланцы свиты кейв залегают в ядре Кейвского синклинория и протягиваются с запада на восток на расстояние около

200 км. В районе западных Кейв кристаллические сланцы обнажаются в виде узких прерывистых полос шириной от десятков метров до 1 км, редко — более. Полосы сланцев благодаря изоклинальной складчатости неоднократно повторяются вкрест простирания пород.

К востоку от Серповидного хребта полоса кристаллических сланцев расширяется, составляя в среднем 4—5 км и достигая максимальной ширины в центральной части Кейв — 14 км.

Кейвской свите кристаллических сланцев свойственны исключительно хорошая фациальная выдержанность пород по простиранию и ритмическая смена фаций по вертикали. Также весьма устойчив фациальный уровень метаморфизма сланцев. Исключением является лишь район западных Кейв, где под воздействием интрузии щелочных гранитов кристаллические сланцы испытали существенные контактово-метасоматические преобразования.

В отдельных зонах свиты кейв в ее стратиграфическом разрезе отмечаются перерывы в отложении, фиксирующиеся благодаря выпадению из разреза отдельных пачек сланцев и рецессивному залеганию в этих случаях вышележащих пачек на подстилающих. Суммарная истинная мощность видимой части разреза сланцев свиты кейв составляет 800—900 м, на флангах синклинория она уменьшается.

Кристаллические сланцы свиты кейв по литологическим признакам и составу пород подразделены на подсвиты, пачки и пласты. Детальной характеристике геологического строения свиты кейв посвящена специальная глава данной работы.

4. Среди гнейсов и кристаллических сланцев свиты кейв заключены многочисленные интрузивные залежи и дайки ультраосновных и основных метаморфизованных пород. Глубинная их фация представлена тремолитовыми, полевошпатовыми, гранато-полевошпатовыми амфиболитами, метаанортозитами, метагаббро-анортозитами. Приповерхностная фация представлена амфиболитами—плагиопорфиритами и мандельштейнами.

Особенно широко различные амфиболиты развиты внутри свиты кристаллических сланцев, где они образуют межпластовые, пластово-секущие и секущие тела разнообразной мощности и протяженности.

В плане амфиболиты, на долю которых приходится около одной трети площади, занятой сланцами свиты кейв, слагают многочисленные, сильно вытянутые по простиранию сланцев полосы или тела сложной конфигурации, непрерывно чередующиеся со сланцами. Наблюдающаяся картина частого переслаивания амфиболитов и сланцев обязана сложному складчатому строению сланцев и амфиболитов, согласно смятых. Фактически интрузивные залежи метаморфизованных основных и ультраосновных пород немногочисленны и приурочены к более или менее постоянным частям стратиграфического разреза. Последнее обстоятельство некоторыми исследователями рассматривалось в качестве указания на возможную первично-осадочную природу амфиболитов (Носиков, 1960). Однако детальное геологическое картирование, прослеживание поведения амфиболитов по простиранию всегда дают возможность установить несколько несогласные, секущие соотношения амфиболитов с вмещающими их породами.

Многочисленные наблюдения над характером залегания амфиболитов и взаимоотношений их с вмещающими породами свидетельствуют, что пластовая форма залегания амфиболитов преобладает в кианитовых, ставролитовых и слюдяных сланцах, т. е. наиболее пластичных породах. В менее пластичных породах — гнейсах, кварцитах, ставролито-гранатовых сланцах пачки А — чаще имеет место пластово-секущее положение амфиболитов, секущих породы как по простиранию, так и по падению под очень острыми углами.

Мощность интрузивных залежей амфиболитов колеблется от десятков сантиметров до 250 м, преимущественно же от нескольких метров до нескольких десятков метров. При этом на флангах Кейвского синклинория мощности интрузивных залежей амфиболитов не достигают больших значений в противоположность центральной части Кейв — району Ягельурты—Мальурдайва—Аккурты, где наблюдаются максимальные значения мощностей.

Наблюдающееся непостоянство мощностей одних и тех же интрузивных тел амфиболитов по их простиранию в большинстве случаев имеет первичный характер. В то же время оно может быть в ряде случаев связано с наложенными тектоническими процессами — растяжением, будинированием при складчатости. В этих случаях изменение мощности происходит на коротких расстояниях и сопровождается интенсивным рассланцеванием пород.

По составу и внутреннему строению пластовые, пластово-секущие и секущие тела амфиболитов не различаются друг от друга. Среди амфиболитов по минеральному составу наиболее распространены полевошпатовые, полевошпатовые с лейстами плагиоклаза, гранато-полевошпатовые и тремолитовые разновидности.

По внутреннему строению амфиболитовые тела могут быть простыми, т. е. сложенными какой-либо одной петрографической разновидностью, или сложными. В интрузивных телах амфиболитов сложного строения наблюдается изменение петрографического состава пород как по простиранию, так и от лежачего бока к висячему. Очень часто пластовые и пластово-секущие тела амфиболитов обнаруживают зональное строение: краевые зоны отличаются по составу от центральной зоны.

В пространственном распределении амфиболитов различного состава на Кейвах имеется известная закономерность. Так, тремолитовые амфиболиты распространены лишь на флангах Кейвского синклинория, преимущественно в западной части центральных Кейв (участки Песцовой Кейвы—Серповидного хребта, тундр Воргельурта, Тавурта, Тяпшманюку, Выхчурта и др.) и в восточных Кейвах (к востоку от тундры Нусса). В центральной части Кейв тремолитовые амфиболиты отсутствуют, а широко развиты полевошпатовые и полевошпатовые с лейстами плагиоклаза амфиболиты, которыми сложены тела максимальной мощности.

Гранато-полевошпатовые амфиболиты распространены повсеместно: ими сложены большинство маломощных интрузивных тел и краевые зоны более мощных пластовых и пластово-секущих тел полевошпатовых амфиболитов.

Следует также отметить, что в западной части центральных Кейв наиболее отчетливо выражены случаи секущего залегания амфиболитов среди вмещающих их кристаллических сланцев. В этих случаях амфиболиты представлены главным образом полевошпатовыми разновидностями. В районе Песцовой Кейвы среди кварцево-слюдяных сланцев располагаются семь секущих тел амфиболитов, протяженность которых колеблется от 100 до 600 м, а мощность достигает 20 и более м. Все они приурочены к замковым частям синклиналей, к трещинам разрыва в сланцах. Амфиболиты интенсивно рассланцованы согласно со сланцами (рис. 12), причем эта сланцеватость подчеркивается апофизами кварцевых жил, приуроченных к контактам амфиболитов со сланцами.

Рассланцованы в большей своей части не только секущие тела амфиболитов, но и пластовые их тела.

Приповерхностные, эффузивные фации рассматриваемого магматического комплекса в районе Кейв развиты крайне мало, лишь в районе западного окончания центральных Кейв — между Серповидным хребтом и Песцовой Кейвой. Здесь на сланцах, слагающих верхнюю часть раз-

реза свиты кейв, залегает пластовое тело, сложенное амфиболитами — мандельштейнами и порфиритами. Покрывающие его породы отсутствуют. Максимальная мощность пластового тела, в нижней своей части сложенного амфиболитами — метамандельштейнами, а в верхней — амфиболитами — плагиопорфиритами, составляет 70 м. Эти породы вследствие складчатости в современном эрозионном срезе обнажаются полосами и пятнами линзообразной формы.

В контакте лежачего бока пластового тела метабазитов кристаллические сланцы обнаруживают приконтактовые изменения, выражающиеся в возникновении узких зон амфиболовых роговиков.

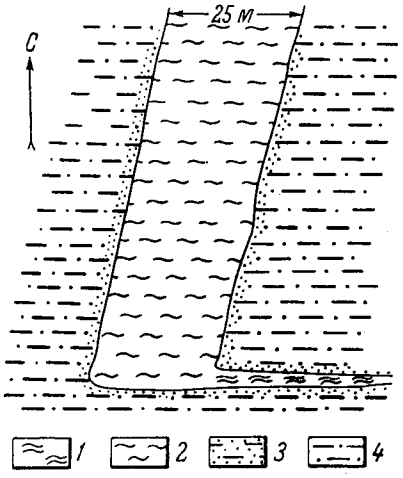


Рис. 12. Секущее тело амфиболита. Песцовая Кейва.

1 — хлоритизированный амфиболит; *2* — гранато-полевошпатовый амфиболит; *3* — контактный сланец; *4* — кварцево-мусковитовый сланец.

Сходство химического состава и равная степень метаморфизма амфиболитов — мандельштейнов и плагиопорфиритов — с прочими амфиболитами наряду с некоторыми особенностями их: залеганием в верхней части свиты, наличием миндалекаменных и порфировых структур — может служить указанием на то, что амфиболиты — плагиопорфириты и мандельштейны — являются более приповерхностными интрузиями той же магмы, за счет которой возникли многочисленные пластовые, пластово-секущие и секущие амфиболиты в сланцах и гнейсах.

Генетическая связь с амфиболитами и происхождение из общего магматического очага устанавливаются также и для метаанортозитов и метагаббро-анортозитов, развитых среди гнейсов преимущественно к северу от свиты кейв и протягивающихся в виде прерывающейся полосы, в общем параллельно Кейвам. Здесь наблюдается ряд более или менее крупных тел метабазитов.

Одно из них, образующее в плане изогнутую полосу, расширяющуюся на флангах, протягивается от участка тундры Манюк в юго-восточном направлении до р. Поной. Интрузивное метабазитовое тело имеет не только сложную внешнюю форму, но и неоднородное внутреннее строение. В большей своей массе оно сложено разнообразными амфиболитами, во многих участках постепенно переходящими в метаанортозиты или в метагаббро-анортозиты.

Второе такое интрузивное тело метагаббро-анортозитов, метаанортозитов и амфиболитов меньшего размера расположено на простирании первого в участке впадения р. Колмак в р. Поной.

Как можно видеть на карте (рис. 13), метабазитовая интрузия по отношению к границе сланцев свиты кейв находится на различном расстоянии, то приближаясь, то удаляясь от нее. В структурном отношении интрузивное тело имеет сложную форму и состоит из двух главных элементов: круто падающей дайки (подводящего канала) и отходящих от нее в юго-западном направлении полого залегающих апофиз, в основном следовавших на границе гнейсов и сланцев. Метабазиты принимали участие совместно с гнейсами и сланцами в складчатости, вследствие чего в современном эрозионном срезе их интрузия приобрела причудливые очертания в участках пологого залегания пород (где местами сохранились

реликты сланцевой кровли) и простую форму дайки в участках крутого их залегания, более глубоко эродированных.

Количественная роль метаанортозитов и метагаббро-анортозитов в строении тел метабазитов невелика. На участке левого берега р. Ача (рис. 14) они слагают небольшой прослой среди амфиболитов. По направлению к западу и югу (по правому берегу р. Ача) роль анортозитов не-

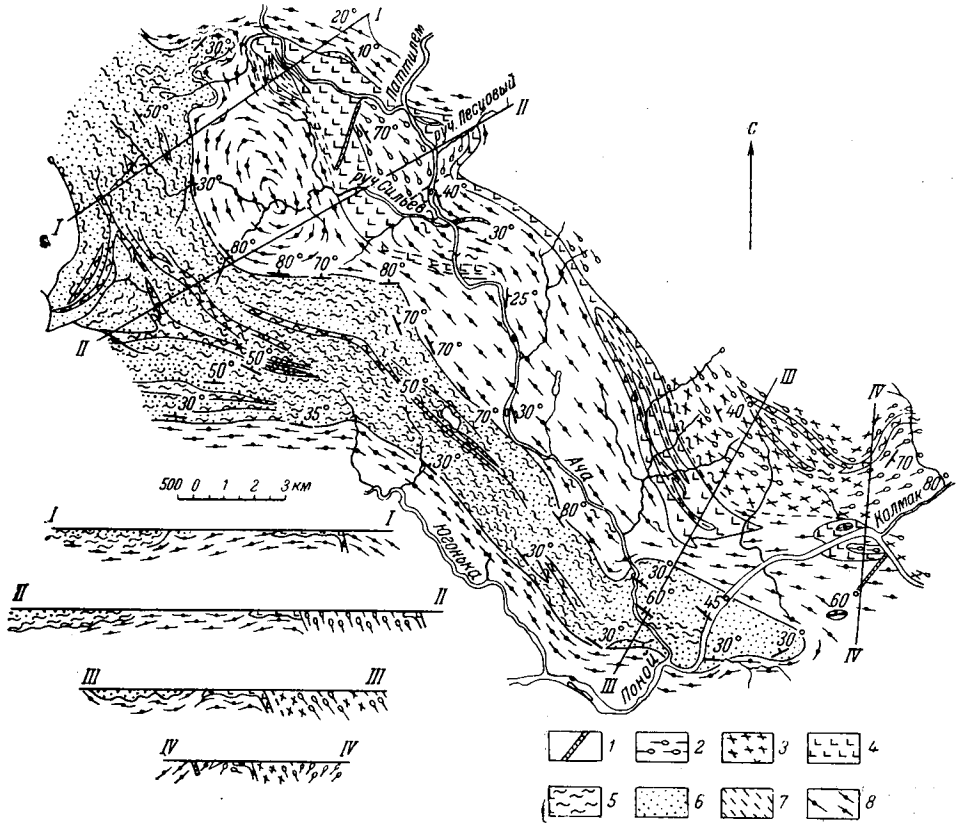


Рис. 13. Геологическая карта района северо-восточного окончания Кейв. (Составили Д. Д. Мирская, И. В. Бельков, И. Д. Батиева, 1956 г.).

1 — диабазы; *2* — плагио-микроклиновые граниты и порфиробластические микроклиновые граниты; *3* — мигматиты плагио-микроклиновых гранитов; *4* — метагаббро-анортозиты; метаанортозиты и амфиболиты; *5* — амфиболиты; *6* — сланцы свиты кейв; *7* — аплитовидные гнейсы, измененные под воздействием основных пород; *8* — биотитовые, биотито-гранатовые и амфиболовые гнейсы.

сколько увеличивается, они здесь приурочены главным образом к верхним частям интрузивной залежи.

Взаимоотношения метаанортозитов, метагаббро-анортозитов и амфиболитов очень разнообразны. Переходы между ними то очень резкие, то постепенные, границы прямолинейные или извилистые. Среди амфиболитов встречаются крупнозернистые, среднезернистые и мелкозернистые разновидности, вплоть до амфиболитов — мандельштейнов, иногда появляющихся в «хвостах» интрузивных залежей метабазитов.

Необходимо особо подчеркнуть, что в контактах с метабазитами (амфиболитами и метаанортозитами) сланцы и гнейсы испытывают разнообразные изменения, свидетельствующие об интенсивном контактовом воздействии на них со стороны интрудировавшей основной магмы, проявившиеся в перекристаллизации, изменении минерального и химического

состава и др. Подробно контактовые изменения сланцев и гнейсов под влиянием основных пород описаны Д. Д. Мирской (1960). Здесь же следует заметить, что вместе с амфиболитами рассланцеванию подвергались в большинстве случаев и перекристаллизованные контактные сланцы. Нередко к подобным зонам рассланцевания на границе амфиболитов и сланцев приурочены мощные кварцевые жилы, иногда отороченные со стороны сланцев лучистыми агрегатами гигантских кристаллов голубого кианита, обычно не несущих следов последующего тектонического воздействия. Таким образом, несомненно, что сланцы подверглись контактовому воздействию со стороны ультраосновных и основных пород еще до склад-

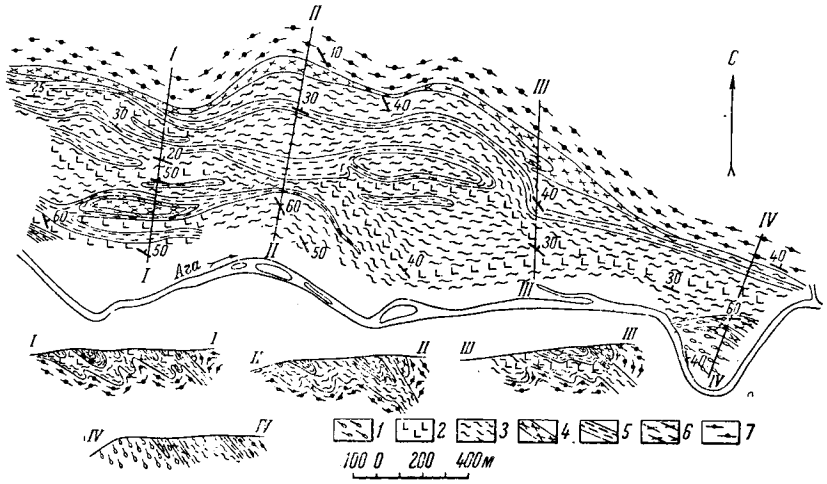


Рис. 14. Геологическая карта участка левого берега р. Ача (составили И. В. Бельков, И. Д. Батиева, 1956 г.).

1 — плагио-микроклиновые, отчасти порфиробластические граниты; *2* — метагаббро-анортозиты; *3* — амфиболиты; *4* — сланцы пачки А и Б; *5* — аплитовидные гнейсы; *6* — гнейсы — метасоматиты; *7* — биотитовые и гранато-биотитовые гнейсы.

чатости, в которой они принимали участие совместно и наравне со сланцами и которая обусловила их смятие, рассланцевание и сопровождалась их преобразованием в амфиболиты.

Рассланцевание амфиболитов в контактах со сланцами затушевало первичные границы между породами. Все же в ряде случаев, когда рассланцевание не проявилось, эти границы сохранились и отчетливо наблюдаются. Контакты амфиболитов со сланцами в этих случаях имеют неровную волнистую поверхность. Если при этом присутствуют в амфиболите лейсты плагиоклаза, то они располагаются в приконтактной зоне ориентированно, следуя очертаниям контакта.

Следовательно, геологические взаимоотношения амфиболитов с кристаллическими сланцами с несомненностью свидетельствуют о первично-магматической природе амфиболитов и о внедрении ультраосновной и основной магмы в кристаллические сланцы свиты кейв преимущественно до складчатости, частично, возможно, одновременно со складчатостью (секущие амфиболиты).

Первично-магматическая природа амфиболитов подтверждается также данными их петрографического и химического изучения (Мирская, 1960).

5. К северу от свиты кейв вплоть до берегов Баренцева моря широко развиты граниты, для которых свойственно большое разнообразие внешнего облика и состава. Среди гранитов различаются все переходы от гранодиоритов и плагиогранитов до лейкократовых аплитоидных гра-

нитов, плагио-микроклиновых гранитов и меланократовых гранитов с порфирокластами микроклина.

Л. Я. Харитонов (1940), изучивший зону контакта гнейсов с микроклиновыми гранитами, указывает, что контакт этот тектонический и что микроклиновые граниты, как и породы свиты кейв, были охвачены тектоническими движениями. При этом граниты в качестве жесткой глыбы надвигались с севера на породы свиты кейв. В зонах рассланцевания возникали своеобразные порфировидные разновидности гранитов, которые были отнесены им к протерозойским образованиям.

Нами, совместно с И. Д. Батиевой и Д. Д. Мирской, были изучены взаимодействия осадочно-метаморфогенных пород района Кейв с плагио-микроклиновыми и порфирокластическими гранитами в районе восточных Кейв, в зоне их северо-восточного и восточного контактов.

При изучении зоны северо-восточного контакта в районе среднего и нижнего течения рр. Ача и Поной (до ее левого притока р. Колмак) выяснилось, что взаимоотношения между древними гранитами (гранодиоритами и плагиогранитами) и биотитовыми гнейсами в значительной мере затушеваны поздними процессами мигматизации и микроклинизации, связанными с процессами регионального метаморфизма и гранитизации, сопровождавшей внедрение плагио-микроклиновых гранитов.

Плагио-микроклиновые граниты образуют жилообразные и штокообразные тела как среди микроклинизированных гранодиоритов, так и на границе с основными породами и биотитовыми и гранато-биотитовыми гнейсами. Часто они приурочены к апикальным частям брахискладок. Интрузивные тела плагио-микроклиновых гранитов имеют небольшие размеры, до 2—3 км в поперечнике. Они образуют резкие секущие контакты с вмещающими породами, а также сопровождаются аплитами, пегматитовыми и кварцевыми жилами.

Так, например, массив плагио-микроклиновых гранитов на р. Ача имеет в плане форму треугольника и занимает площадь около 5 км^2. Граниты в основном контактируют с метабазитами (метагаббро-анортозитами и амфиболитами), в меньшей мере с биотитовыми гнейсами и диабазами.

Контакт с метабазитами отчетливый. Граниты в зоне контакта обычно не содержат микроклина. Постепенно, с удалением от контакта в породе возрастает количество микроклина.

Метабазиты в контакте изменяются под воздействием гранитов: в них появляются инъекционные прожилки гранитного состава.

Контакты с гнейсами в этом массиве были изучены по левому берегу р. Ача ниже впадения ручья Песцового и выше впадения р. Паттилем. В первом случае контакт гранитов и гнейсов резкий, прямолинейный и несогласный. Гнейсы в контакте тонкозернистые, плотные, с повышенным содержанием микроклина. Граниты в контакте также очень плотные, лейкократовые, с отчетливо выраженной линейной ориентировкой столбчатых агрегатов кварца. Линейная ориентировка согласна с падением плоскости контакта, но уже в некотором удалении от него граниты приобретают гнейсовидность, близкую по элементам залегания гнейсовидности гнейсов. В контактных гранитах темноцветным минералом является амфибол. Далее следуют амфиболовые граниты с порфирокластами микроклина, затем обычные биотитовые плагио-микроклиновые граниты, с участками крупных очковых выделений микроклина и их скоплений.

На левом берегу р. Ача, в 700 м выше впадения в нее р. Паттилем, по азимуту СВ 40°, наблюдается следующая смена пород.

У уреза воды обнажены плагио-микроклиновые граниты с крупными идиобластами микроклина. В граните присутствуют эпидотовые и кварц-полевошпатовые прожилки. Кроме того, присутствуют многочисленные

ксенолиты, имеющие довольно четкие очертания. По составу ксенолиты отличаются от гранитов значительной обогащенностью амфиболом и биотитом и принадлежат, очевидно, метабазитам.

Плагио-микроклиновые граниты прослежены на расстоянии 300 м. Далее они контактируют с гнейсами. Вблизи контакта в граниты включен линзовидный ксенолит гнейса мощностью около 40 м и протяженностью 250 м. Контакт гранитов с гнейсами как в раме, так и в ксенолите отчетливый. Граниты в контакте более мелкозернистые, обогащены темноцветными минералами. Гнейс в контакте становится амфиболовым, в нем появляются пятна и полосы, сложенные материалом, по составу отвечающим плагио-микроклиновому граниту. Кроме того, в гнейсах присутствуют и секущие аплитовые жилы с очень резкими, четкими контактами.

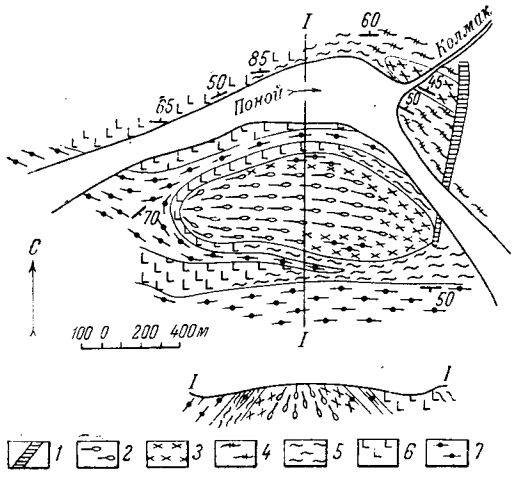


Рис. 15. Геологическая карта участка р. Поной в районе устья р. Колмак (составили И. Д. Батиева, Д. Д. Мирская, 1956 г.).

1 — диабазы; *2* — аплитовидные микроклиновые граниты; *3* — плагио-микроклиновые граниты; *4* — метасоматически измененные метагаббро-анортозиты; *5* — амфиболиты; *6* — метагаббро-анортозиты; *7* — гнейсы.

Пегматитовые, аплитовые и кварцевые жилы встречаются также среди гнейсов и метабазитов, развитых к северу от описанного контакта гнейсов с гранитами.

Таким образом, рассмотренный массив плагио-микроклиновых гранитов имеет с вмещающими породами типичные интрузивные соотношения, свидетельствующие о внедрении гранитной магмы в замковую часть антиклинали.

Плагио-микроклиновые граниты в северной части массива секутся дайкой диабаза северо-восточного простирания. Диабазы совершенно не изменены и обнаруживают закалку в контакте с гранитами, на которые видимого воздействия они не оказывают.

Взаимоотношения аплитовидных микроклиновых и плагио-микроклиновых гранитов с вмещающими их гнейсами и метабазитами были изучены также на примере небольшого гранитного массива на правом берегу р. Поной, против впадения р. Колмак.

В плане этот массив имеет овальную форму. Он окружен метагаббро-анортозитами и сланцеватыми амфиболитами (рис. 15). В отдельных участках между метагаббро-анортозитами и гранитами сохранились биотитовые гнейсы.

Граниты неоднородны по своему облику. В большей своей массе они имеют характер аплитовидных гранитов. В контакте с метагаббро-анортозитами они становятся амфиболовыми. Совершенно отчетливо наблюдается воздействие гранитов на метагаббро-анортозиты, выразившееся в эпидотизации последних и раскислении плагиоклаза. Гнейсы, изолированные от гранитов метагаббро-анортозитами, изменений, связанных с воздействием гранитов, не обнаруживают. Их изменение происходило лишь под влиянием габбро-анортозитов, в узких зонах их контактов. Наоборот, там, где между метагаббро-анортозитами и гранитами зажаты гнейсы (в северо-западном контакте массива), метагаббро-анортозиты только разгнейсованы и не подверглись влиянию гранитов. Гнейсы же

имеют типичный метасоматический облик, хотя в отдельных наиболее удаленных от гранитов участках сохранились даже почти неизмененными.

По мере приближения к гранитам в гнейсах появляются очковые выделения микроклина. Далее граниты как бы инъецируют послойно гнейсы. В гранитах сохраняются участки сильно перекристаллизованных гнейсов с крупными кристаллами магнетита. В целом же переход от гнейсов осуществляется постепенно, через гнейсы-метасоматиты и амфиболовые граниты к лейкократовым гранитам.

Интрузивные тела плагио-микроклиновых гранитов иногда сопровождаются широкими зонами мигматитов, а также оказывают метасоматическое воздействие на окружающие породы, обычно выражающееся в амфиболизации и альбитизации основных пород и появлении новообразований микроклина в гнейсах, гранодиоритах, плагиогранитах и амфиболитах.

Явление мигматизации и микроклинизации проявляется и вне связи с видимыми, вскрытыми эрозией интрузивными телами плагио-микроклиновых гранитов. В участке к северу от устья р. Колмак, близ устья р. Пурнач, на Патчервтундре довольно обычным является наличие постепенного перехода от гранодиоритов к порфиробластическим гранитам. Количество порфиробласт микроклина постепенно увеличивается в направлении к гнейсам, или основным породам, до образования по гранодиоритам типичных порфиробластических гранитов. Микроклинизации с образованием порфиробластических гранитов подвергаются преимущественно гранодиориты, но калиевый метасоматоз с образованием порфиробласт микроклина наблюдается также и в биотитовых гнейсах и в метабазитах, приводя подчас к возникновению за их счет типичных порфиробластических гранитов.

Преобразование гнейсов в участках гранитизации идет в следующих направлениях: раскислении плагиоклаза до кислого олигоклаза, часто альбита, с образованием мирмекита; одновременном появлении в породе пятнистых и полосчатых обособлений аплитового состава, богатого микроклином; перекристаллизации биотита в более крупные пластинки с зеленоватыми оттенками в цветах палеохроизма, а также перекристаллизации кварца, обособлении его в линзы и полосы. Общее содержание кварца в породе уменьшается. Одновременно в породе увеличивается содержание магнетита, апатита, иногда сфена и эпидота. На промежуточных или ранних стадиях гранитизации образуется щелочной амфибол. Микроклинизация гнейсов сопровождается обособлением микроклина в порфиробластические агрегаты. На конечных стадиях гранитизации гнейсы испытывают полную перекристаллизацию и преобразуются в грубозернистые микроклиновые порфиробластические породы гранитного облика.

В условиях региональной гранитизации соответствующие изменения испытывали не только гранодиориты и гнейсы, но и залегающие среди них метабазиты.

В частности, на правом берегу р. Колмак, в 0.5 км выше устья, в метасоматически измененных гнейсах и гранодиоритах залегают дайкообразные тела амфиболитов. Контакты амфиболитов с вмещающими породами отчетливые и резкие. В то же время амфиболиты инъецированы кварц-полевошпатовым материалом, и в них развиваются крупные пойкилобласты микроклина.

В устье р. Колмак (рис. 15) микроклинизированные гранодиориты граничат с метагаббро-анортозитами, в этом участке также подвергшимися интенсивной микроклинизации и окварцеванию. В данном участке гранитизации метагаббро-анортозита способствовавшее рассланцевание пород. По простиранию пластового тела метагаббро-анор-

тозита степень его рассланцевания и гранитизации быстро убывает, и в береговых обнажениях на р. Поной, в 0.5 км выше устья р. Колмак, метагаббро-анортозиты приобретают свой обычный облик слегка огнейсованной лейкократовой породы, существенно сложенной основным плагиоклазом, овоиды которого обтекаются и отчасти прорастаются игольчатым и волокнистым амфиболом.

Дайкообразные тела амфиболитов, аналогичных залегающим в относительно слабо гранитизированных гнейсах и гранодиоритах, распространены и среди типичных порфиробластических микроклиновых гранитов. В этих случаях амфиболиты испытывают более сильную микроклинизацию. Благодаря большой протяженности амфиболитовых тел последние могут одним концом залегать в порфиробластических микроклиновых гранитах, а другим — в гнейсах или в гранодиоритах. Подобные взаимоотношения служат дополнительным указанием на метаморфическую природу порфиробластических гранитов, возникших в результате метасоматической переработки и гранитизации гнейсов кейвской серии и гранодиоритов.

Суммируя результаты наблюдений над взаимоотношениями разнообразных гранитоидов в различных участках с породами кейвской серии и метабазитами, с одной стороны, и с гранодиоритами — с другой, можно сделать единственный вывод о тесной взаимосвязи и одновозрастности процессов внедрения плагио-микроклиновых гранитов (относимых к так называемым гранитам II группы) и процессов метасоматоза, мигматизации и гранитизации гранодиоритов, гнейсов и метабазитов, приводящих в предельном развитии к образованию порфиробластических микроклиновых гранитов, широко распространенных в восточной и северо-восточной части Кольского п-ова. Между тем, до последнего времени на всех геологических картах этого района фигурируют микроклиновые граниты двух возрастных групп: II группы, к которым относились плагио-микроклиновые граниты, считавшиеся более древними, чем гнейсы и сланцы кейвской серии, и III группы, к которым относились порфиробластические микроклиновые граниты, более молодые, чем гнейсы и сланцы кейвской серии.

Генезис пород гранитоидного облика в рассматриваемом районе разнообразен. В различных структурно-тектонических зонах в период складчатых движений гранодиориты и плагиограниты, гнейсы и, отчасти, метабазиты испытывали метасоматическое перерождение, гранитизацию и реоморфизм с образованием как плагио-микроклиновых, так и порфиробластических гранитов.

Порфиробластические граниты являются породами чисто метаморфического происхождения, возникшими в результате процессов метасоматоза непосредственно по гнейсам, гранодиоритам и амфиболитам.

Плагио-микроклиновые граниты несомненно представляют породы интрузивного магматического генезиса. Очевидно, гранитизация гнейсов и гранодиоритов, происходившая в период регионального метаморфизма, имевшего место после внедрения комплекса основных пород и сопровождавшегося складкообразованием, приводила на стадии ультраметаморфизма к возникновению магмы плагио-микроклиновых гранитов, способной кристаллизоваться in situ или внедряться в ядра антиклинальных складок.

6. Щелочные граниты в геологическом строении региона имеют существенное значение. Наиболее крупная их интрузия образует западное обрамление Кейвского синклинория. Ряд меньших по размерам массивов находится к югу от Кейв, в районе среднего течения р. Поной, в области антиклинорного поднятия, разделяющего синклинории Кейв и Имандра-Варзуга.

Интрузии щелочных гранитов изучались многими исследователями, и по ним имеются наиболее полные опубликованные материалы (Куплетский и Воробьева, 1930; Воробьева, 1932; Чумаков, 1947а, 1947б, 1958; Иванов, 1958; Морозов, 1958; Харитонов, 1960).

В настоящее время преобладает мнение, разделяемое и нами, что интрузии щелочных гранитов, следовавшие по расколам в нижнем структурном ярусе (фундаменте), в основном являются межформационными, залегающими между породами фундамента и гнейсами, подстилающими свиту кейв. Контакты щелочных гранитов с вмещающими породами имеют отчетливо выраженный интрузивный характер. В щелочных гранитах наблюдается много ксенолитов и остатков кровли, сложенных гнейсами и гранодиоритами. В то же время во вмещающих породах отмечаются пластовые и секущие жилы и апофизы щелочных гранитов.

Внутренняя структура массивов щелочных гранитов самостоятельная, приспосабливающаяся в зонах контактов к контактной поверхности вмещающих пород. Щелочные граниты во всех случаях оказывают на вмещающие породы интенсивное метасоматическое воздействие. Изменение гнейсов под влиянием щелочных гранитов проявляется в образовании гастингситовых гнейсов-метасоматитов и инъекционных гнейсов в широких зонах контактов с гранитами. Ширина зон контактовых изменений зависит от состава вмещающих пород и от структурных особенностей отдельных участков.

Метасоматически измененные гастингситовые гнейсы, или порфиробластические гнейсы — по Л. Я. Харитонову (1960), были встречены среди гранато-биотитовых гнейсов в виде отдельных пятен и полос вне видимой связи с интрузиями щелочных гранитов. Подобные гнейсы-метасоматиты нами были отмечены в районе к северу от тундры Воргельурта, в ядрах антиклинальных складок среди гнейсов верховий р. Семужья и ручья Поповского, к востоку от горы Колокольная. В районе тундры Нусса их отмечает Л. Я. Харитонов (1940), выделявший при геологической съемке свиты кейв эти породы как щелочные гнейсо-граниты. Образование гастингситовых гнейсов-метасоматитов следует связывать с воздействием на биотитовые гнейсы еще не вскрытых эрозий щелочных гранитов.

Кристаллические сланцы свиты кейв под влиянием щелочных гранитов заметно изменены лишь в западных Кейвах. В центральных и восточных Кейвах влияние щелочных гранитов на сланцы проявлено слабо и отмечается главным образом в районе восточного склона горы Колокольная.

Согласно данным С. Н. Сусловой (1960), сланцы под влиянием щелочных гранитов претерпели контактово-метасоматический метаморфизм. В прогрессивную стадию метаморфизма происходит образование за счет кианита силлиманита, наблюдается собирательная перекристаллизация граната, происходит фельдшпатизация и мусковитизация сланцев. В регрессивную стадию метаморфизма отмечаются каолинизация сланцев и образование хлоритоида. С явлениями метаморфизма под влиянием щелочных гранитов связано также образование многочисленных кварцевых жил, особенно широко развитых в западных Кейвах и в западной части центральных Кейв.

В частности взаимоотношений щелочных гранитов со свитой кейв мнения всех геологов сходятся на том, что граниты являются более молодыми образованиями и оказывают контактное воздействие на гнейсы, сланцы и амфиболиты.

7. Сиениты и нефелиновые сиениты (миаскиты) пространственно приурочены к западно-кейвским щелочным гранитам.

Сиениты, известные на западных Кейвах длительное время, принадлежат образованиям, несомненно генетически связанным со щелочными

гранитами, и являются породами метасоматического происхождения. Они находятся в тектонических зонах внутри самих щелочных гранитов, интенсивно разгнейсованных и постепенно меняющих свой состав от периферии к центральным частям таких тектонических зон, от типичных гранитов до натролитовых и энигматит-астрофиллитовых сиенитов. Примером подобных соотношений могут служить сиениты, развитые к югу от оз. Ефимозеро.

В 1957 г. И. Д. Батиевой и И. В. Бельковым был обнаружен в верховьях р. Сахарйок небольшой сложный массив сиенитов и нефелиновых сиенитов. Геологическое положение, форма и внутреннее строение массива позволяют отнести его к трещинным межформационным плутонам с первично-гнейсовой фацией слагающих пород. По коренным чертам своей геологии, петрографическому составу пород и минералого-геохимическим особенностям он сильно отличается от всех других известных на Кольском п-ове массивов нефелиновых сиенинитов, что находит объяснение в возможной генетической его связи со щелочными гранитами. Более подробная характеристика Сахарйокского щелочного массива дана в специальной работе (Батиева и Бельков, 1958). Не исключена возможность нахождения других подобных щелочных массивов на простирании зон разломов, следующих в юго-восточном направлении вдоль Кейв на значительном протяжении и сопровождающихся интрузиями щелочных гранитов.

8. Диабазы и габбро-диабазы были встречены на участке Серповидного хребта—Песцовой Кейвы, а также в районе восточного окончания Кейв (в среднем течении р. Ача и в устье р. Колмак). Тела диабазов и габбродиабазов имеют форму даек с круто падающими или вертикальными контактами. Мощность дайкообразных тел колеблется от нескольких до десятков метров, протяженность — до нескольких сотен метров. Для подавляющего большинства даек характерно сев.-вост. простирание.

В участке Серповидного хребта—Песцовой Кейвы дайки диабаза и габбро-диабаза располагаются в кварцево-мусковитовых сланцах, образуя в них секущие и пластово-секущие тела, приуроченные к замкам складок. Одно из тел диабаза на южном склоне восточного окончания хребта Песцовая Кейва близ р. Ельйок занимает секущее положение как по отношению к сланцам, так и по отношению к амфиболиту, залегающему в сланцах.

В восточном окончании Кейв дайки диабаза секут гнейсы, амфиболиты, метагаббро-анортозиты и плагио-микроклиновые и порфиробластические микроклиновые граниты. Дайки диабаза также секут и щелочные граниты.

Контакты диабазов с вмещающими породами четкие, без видимых изменений диабазов и вмещающих пород. Наблюдается лишь иногда рассланцевание вмещающих пород, согласное с простиранием дайки диабаза. Сами же диабазы имеют массивное сложение и не несут следов метаморфизма, что также служит указанием на их более молодой возраст относительно возраста щелочных гранитов.

Среди щелочных гранитов западных Кейв, к востоку от оз. Нижний Ленявр, были встречены также маломощные, но протяженные дайки авгитового порфирита и пикрит-порфирита, имеющие северо-восточное простирание. Протяженность одной из даек составляет около 1 км при мощности 2—3 м. Авгитовые порфириты и пикрит-порфириты, слагающие дайки, совершенно свежи и внешне аналогичны авгитовым порфиритам и пикрит-порфиритам Ловозерских тундр (Батиева, 1962).

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ВОЗРАСТ СВИТЫ КЕЙВ

Вопрос о стратиграфической последовательности пород, развитых в районе Центрального водораздела Кольского п-ова, равно как и стратиграфическое положение и возраст свиты кейв до последнего времени

остаются дискуссионными. Предложено в разное время несколько стратиграфических схем, различно трактующих последовательность интрузивных циклов и циклов седиментации. Попытки уточнения стратиграфического положения свиты кейв путем определения абсолютного возраста пород не привели пока к определенным результатам. Поэтому при рассмотрении стратиграфического положения свиты кейв решающее значение сохраняют геологические соотношения комплексов пород.

Суммируя результаты геологического изучения Мурманской области, Л. Я. Харитонов относил к нижнепротерозойским образованиям в центральной и восточной части Кольского п-ова породы свиты воронья-поросозеро-чудзьваарь (нижний отдел свиты имандра-варзуга), а также кейвские гнейсы и свиту кейв. Л. Я. Харитонов и П. В. Соколов последовательно придерживаются представления о принадлежности микроклиновых гранитов, прорывающих породы перечисленных свит, к протерозойским гранитам III группы. Но вдоль всей северной границы Кейвского синклинория, а также и в южной его части, в бассейне р. Поной, на кейвские гнейсы активно воздействуют и плагио-микроклиновые граниты, выделяемые как граниты II группы.

Плагио-микроклиновые граниты, относимые ко II группе (верхнеархейские граниты), воздействуют и на гнейсы свиты воронья-поросозеро-чудзьваарь. Следовательно, или нужно отнести все развитые в центральной и восточной части Кольского п-ова плагио-микроклиновые граниты к протерозойским (III группы), или признать возраст свит, на которые они воздействуют, более древним, чем возраст плагио-микроклиновых гранитов верхнего архея (II группы). Очевидно, эта дилемма может быть решена путем привлечения дополнительных геологических материалов и фактов. В этом отношении представляет интерес обнаружение в основании разреза кейвских гнейсов конгломератов с галькой гранодиоритов и плагиогранитов, не подвергавшихся микроклинизации (Батиева и Бельков, 1958). На восточном фланге Кейвского синклинория нами также обнаружено присутствие в нижней части разреза гнейсового комплекса конгломератов с галькой немигматизированного гранодиорита. Аналогичные конгломераты — базальные и внутриформационные — в последнее время описаны в гнейсах соседнего синклинория Воронья-Поросозеро-Чудзьваарь (Токарев, 1958; Прияткина, 1960). Имеются указания (А. К. Симон, устное сообщение) на присутствие в южном крыле синклинория Имандра-Варзуга, в районе верховьев р. Стрельна, гнейсов с включениями галек плагиогранитов. Все это довольно убедительно указывает на то, что отложение седиментогенных пород в пределах Восточно-Кольского мегасинклинория на эродированной поверхности архейского гранитного фундамента, сложенного плагиогранитами и гранодиоритами (гранитами I группы), происходило до появления широко развитых плагио-микроклиновых гранитов (II группы) и мигматизации ими гранодиоритов.

Другим указанием на верхнеархейский возраст пород кейвской серии и свиты воронья-поросозеро-чудзьваарь может служить тесная пространственная и генетическая связь этих пород с железорудной формацией Кольского п-ова, которая отмечалась нами ранее (Бельков, 1960 б). Непосредственым подтверждением наличия подобной связи служит обнаружение Л. Л. Гарифулиным в составе гнейсов и амфиболитов свиты воронья-поросозеро-чудзьваарь залежей железорудных сланцев (типа джеспилитов). Как известно, возраст железорудной формации Кольского п-ова считается не выше верхнего архея.

Таким образом, относительный возраст свиты кейв устанавливается как верхнеархейский. Ее нижнюю стратиграфическую границу определяют плагиограниты и гранодиориты (I группы), на эродированной поверхности которых свита кейв залегает. Прорывающие ее плагио-микро-

клиновые граниты (верхнеархейские, II группы) определяют верхнюю стратиграфическую границу.

Что касается абсолютного возраста свиты кейв, то его уточнение потребует дополнительных исследований. В этой связи уместно отметить, что, по Э. К. Герлингу и А. А. Полканову, значения абсолютного возраста свиты кейв датируют не возраст кластогенного материала и не время его отложения, а возраст последнего регионального метаморфизма свиты, совпадающего с эпохой нижнекарельского тектогенеза.

Стратиграфическое положение свиты кейв и ее относительный возраст иллюстрируются обобщенной схемой стратиграфии района Кейв (табл. 1).

Таблица 1

Схема стратиграфии района Кейв

Возраст	Породы
Палеозой.	Диабазы и габбро-диабазы, авгитовые порфириты и пикрит-порфириты.
Протерозой.	Сиениты, нефелиновые сиениты. Щелочные граниты.
Верхний архей.	Плагио-микроклиновые граниты и порфиробластические микроклиновые граниты (II группа). Метагаббро-анортозиты, ортоамфиболиты, амфиболиты — плагиопорфириты и мандельштейны. Кристаллические сланцы свиты кейв (кейвская серия). Биотитовые, гранато-биотитовые, амфиболовые гнейсы, конгломераты (кейвская серия).
Нижний архей.	Гранодиориты, плагиограниты (I группа).

Глава 4

КЕЙВСКАЯ СЕРИЯ

ВОПРОСЫ ТЕРМИНОЛОГИИ

Центральная часть Кейвской возвышенности на всем ее протяжении сложена кристаллическими сланцами, залегающими согласно на гнейсах. Вся толща пород, стратиграфически связанных друг с другом, получила в 1932 г. наименование «кейвской свиты» (Куплетский, 1932).

В 1940 г. после детального изучения пород свиты кейв по всей возвышенности П. В. Соколовым был введен термин «кейвская формация», целесообразность которого он обосновывал якобы трансгрессивными соотношениями сланцев и гнейсов, сложными стратиграфическими отношениями внутри сланцевой толщи и многообразием слагающих ее пород.

П. В. Соколов термином «кейвская формация» объединил всю совокупность осадочно-метаморфогенных пород Кейвской возвышенности. В качестве наиболее крупных подразделений кейвской формации он выделял комплекс гнейсов и комплекс сланцев. В свою очередь комплекс сланцев подразделялся на 4 свиты, в составе которых насчитывались 8 горизонтов.

В дальнейшем П. В. Соколов предложил иной вариант стратиграфического подразделения осадочно-метаморфических пород района Кейв, сохранив за ними наименование свиты кейв. В составе свиты он

выделил комплекс гнейсов и комплекс сланцев. Комплекс сланцев расчленяется на 6 толщ и 11 горизонтов.

Позднее В. В. Носиков (1960) выделил две свиты: нижнюю — гнейсовую и верхнюю—сланцевую. В последней В. В. Носиков выделяет 6 толщ, которые подразделяются на ряд пачек.

Как следует из этого далеко не полного обзора, для района Кейв отсутствовало единое и принципиально обоснованное стратиграфическое расчленение осадочнометаморфического комплекса пород.

В 1955 г. Всесоюзным совещанием по стратиграфии была установлена единая стратиграфическая шкала с выделением в ней соподчиненных единиц различного географического распределения, а также были установлены вспомогательные региональные подразделения. Последние даны для областей и районов, геологические образования которых не охарактеризованы палеонтологически и не могут быть расчленены по единой стратиграфической шкале. К таким образованиям должны быть отнесены и глубокометаморфизованные докембрийские осадки района Кейв. Вспомогательные региональные стратиграфические подразделения в своем составе имеют следующие соподчинения:

серия—свита—пачка—пласт.

Несколько особо для широко развитых пород близкого литологического состава предлагается термин «горизонт».

Значения основных подразделений региональной стратиграфической шкалы приведены в работе Межведомственного стратиграфического комитета «Стратиграфическая классификация и терминология» (1956). Здесь понятие «серия» применено к наиболее крупному члену местной стратиграфической шкалы, охватывающему мощную и сложную по своему составу толщу осадочных, вулканогенных или метаморфических образований или совокупность тех и других, часто отвечающих единому крупному седиментационному, вулканическому или тектоническому циклу. Серия делится на свиты и должна иметь собственное географическое название.

Понятие «свита» в той же работе принадлежит основному члену местной стратиграфической шкалы. Свита ограничивается в своем горизонтальном распространении регионом с одинаковыми или более или менее близкими условиями образования осадков, представляет собой совокупность отложений, образовавшихся в пределах данного региона в определенных физико-географических условиях и занимающих в нем определенное стратиграфическое положение. Свита может состоять целиком из однородных пород, или, сохраняя преобладание одних пород, иметь повторяющиеся прослои других пород, или может характеризоваться пестротой состава. Границы свиты должны быть четкие. Мощность обычно непостоянная, она меняется по простиранию. Свита должна иметь собственное название, производное от географического пункта, где она лучше всего представлена.

В соответствии с терминологией региональной стратиграфической шкалы осадочно-метаморфогенные породы района Кейв должны быть объединены в наиболее крупное ее подразделение, и мы предлагаем выделить их как кейвскую серию осадочно-метаморфогенных пород.

В пределах этой серии различаются 2 характерных и резко отличных комплекса пород — гнейсы и кристаллические сланцы. Гнейсы должны быть выделены как горизонт, в понимании этого термина, данного в работе «Стратиграфическая классификация и терминология» (1956).

Под термином «горизонт» понимается вспомогательная единица местного (регионального) значения, объединяющая по горизонтали несколько одновозрастных свит (или их частей) или разнофациальные в разных районах, но несомненно синхронные друг другу отложения.

Выделяя гнейсы кейвской серии в виде горизонта, мы исходим из того, что развитые в пределах свит имандра-варзуга и воронья-поросозеро-

чудзьваарь гнейсы аналогичны и синхронны кейвским и что все 3 свиты, фациально несколько отличные, являются одновозрастными (принадлежащими к верхнему архею). Принадлежность всех трех перечисленных свит к единому циклу седиментации и их тесная геологическая взаимосвязь внутри Восточно-Кольского мегасинклинория дала основание нам (Бельков, 1960а, б) объединить эти свиты, сложенные гнейсами, кристаллическими сланцами и метаморфизованными эффузивными породами, в единую восточнокольскую формацию осадочно-метаморфогенных пород. Тем не менее в применении к комплексу метаморфических пород района Кейв целесообразно сохранить более узкий и определенный термин «кейвская серия». В составе кейвской серии выделяется горизонт гнейсов и свита кристаллических сланцев (собственно свита кейв).

Главным объектом нашего внимания является свита кейв, к которой относятся кристаллические сланцы, развитые в районе Центрального водораздела. Такого же мнения в отношении определения литологических границ свиты кейв придерживаются авторы «Геологического словаря» (т. I, 1955), включающие в свиту кейв кристаллические сланцы (слюдяные, ставролитовые, кианитовые), амфиболиты и известняки.

Амфиболиты нами из состава свиты исключены, так как они относятся к интрузивным образованиям и развиты как среди гнейсов, так и среди кристаллических сланцев в виде пластовых, пластово-секущих и секущих тел.

Свита кейв по своему составу неоднородна и состоит из семи толщ в центральной части и трех-четырех на востоке, которые по существующей номенклатуре трактуются нами как пачки. К пачке относится часть свиты или подсвиты, характеризующаяся определенными фациально-литологическими особенностями. Такими пачками для свиты кейв должны быть выделены ставролит и гранатсодержащие сланцы (пачка А), существенно кианитовые сланцы (пачка Б), мусковитовые кварциты (пачка В), существенно ставролитовые сланцы (пачка Г), кварцево-слюдяные сланцы (пачка Д), карбонатные породы (пачка Е), литологически пестрые породы верхней части свиты кейв (пачка Ж).

Многие пачки могут быть подразделены на пласты, характеризующиеся однородным составом пород, в соответствии с определением пласта как более или менее маломощной части пачки, сложенной однородной осадочной породой и отличающейся от пород, залегающих выше и ниже его. Названия пластов даются в зависимости от состава слагающих их пород. Пласт обладает значительной протяженностью, но не выдерживается на всей площади развития пачки.

При стратиграфическом расчленении свиты отдельные ее пачки или группы пачек могут быть объединены в подсвиты, которые выделяются на основании намечающейся ритмичности в осадконакоплении.

В свите кейв намечается 4 ритма осадконакопления и, соответственно, 4 подсвиты: подсвита 1 включает пачки А и Б, подсвита 2 пачки В и Г, подсвита 3 пачку Д и подсвита 4 — пачки Е и Ж.

Таким образом, при стратиграфическом расчленении осадочно-метаморфических пород района Кейв мы придерживались требований введенной в 1955—1956 гг. единой стратиграфической классификации.

СТРАТИГРАФИЯ СВИТЫ КЕЙВ

Кристаллические сланцы свиты кейв развиты непрерывной полосой, протяжением около 200 км и шириной от нескольких сот метров на флангах до 10—14 км в ее центральной части, слагая Кейвский кряж, приуроченный к осевой части Кейвского синклинория. В виде полос меньшей протяженности и ширины, а также в виде небольших пятен, линз, приуро-

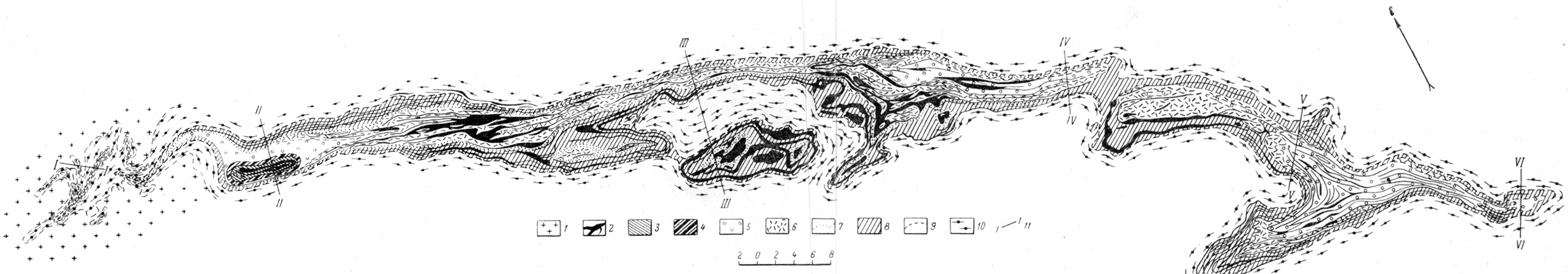


Рис. 16. Схематическая геологическая карта свиты кейв.

1 — щелочные граниты; *2* — метабазиты; *3* — двуслюдяные сланцы, кварцито-гнейсы, гранато-ставролитовые сланцы пачки Ж; *4* — песчаники, доломитизированные песчаники, доломиты пачки Е; *5* — двуслюдяные ставролит- и гранатсодержащие, слюдяно-гранатовые, мусковито-кварцевые и другие сланцы пачки Д; *6* — порфиробластические плагиоклазо-ставролитовые и плагиоклазо-ставролито-кианитовые сланцы пачки Г; *7* — мусковитовые кварциты пачки В; *8* — кианитовые и ставролито-кианитовые сланцы пачки Б; *9* — хлоритовые, слюдяно-гранатовые и ставролито-гранатовые сланцы пачки А; *10* — биотитовые, гранато-биотитовые, отчасти амфиболовые гнейсы; *11* — линии разрезов, детальное описание которых приведено в тексте.

ченных к ядрам отдельных, более глубоко погруженных синклинальных складок, кристаллические сланцы свиты кейв распространены также к югу (частично и к востоку) от Кейвского кряжа вплоть до свиты имандраварзуга (Малые или Южные Кейвы), свидетельствуя о былом непрерывном развитии свиты кейв на всем этом обширном пространстве.

В целях конкретной характеристики стратиграфической последовательности и состава пород, слагающих свиту кейв, остановимся на рассмотрении нескольких наиболее полных и типичных профилей и геологических разрезов свиты в районе западных, центральных и восточных кейв.

Описание профилей производится вкрест простирания Кейвского синклинория от северного его крыла к южному (см. табл. 2, 4, 6, 8, 10, 12). Номера профилей и разрезов соответствуют номерам, помеченным на схематической геологической карте (рис. 16). На основе каждого из профилей составлены и приведены в форме таблиц геологические разрезы, для северного и южного крыла отдельно.

Общая протяженность профиля *I—I* (рис. 17; табл. 2) составляет 0.5 км. В разрезе отмечается две изоклинальные синклинальные складки, в ядрах которых обнажены сланцы пачек А и Б.

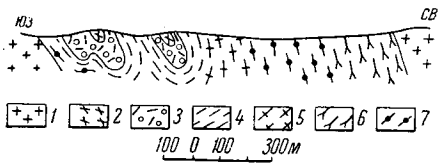


Рис. 17. Разрез по профилю *I—I* — западные Кейвы (тундра Макзабак) (составила С. Н. Суслова).

1 — щелочные граниты; *2* — силлиманитовые сланцы; *3* — гранато-слюдяные сланцы; *4* — биотитовые гнейсы; *5* — инъекционные гранато-биотитовые гнейсы; *6* — мигматиты гранато-биотитовых гнейсов; *7* — гранато-биотитовые гнейсы.

В табл. 3 сведены геологические разрезы для западного и восточного крыльев, составленные на основании данных по профилю *I—I*.

Общая протяженность профиля *II—II* (рис. 18; табл. 4) составляет более 4 км. Из них на южное крыло приходится 1 км, а на северное — 3 км. Такое неравное соотношение сланцев в северном и южном крыльях связано в первую очередь с наличием ряда изоклинальных складок в северном крыле, вследствие чего в разрезе неоднократно повторяются выходы сланцев одного и того же пласта. В северном крыле, особенно в сланцах пачки Б, детально прослеженных в горных выработках, наблюдаются зоны дробления и, возможно, небольших надвигов, которые в настоящее время фиксируются ослюденелыми участками с раздробленными параморфозами кианита по хиастолиту. Второй причиной, определяющей большую ширину северного крыла, является несколько увеличенная истинная мощность отдельных пачек сланцев.

В табл. 5 сведены геологические разрезы для северного и южного крыльев, составленные на основании данных по профилю *II—II*.

Общая протяженность профиля *III—III* (рис. 19; табл. 6) составляет около 11 км. В результате складчатости сланцы разделены на две полосы, между которыми в ядре крупной антиклинали обнажены гнейсы. Ширина северной полосы сланцев, собранных в ряд опрокинутых к югу изоклинальных складок, 2.5 км, ширина полосы гнейсов 4.5 км и южной полосы сланцев около 4 км. Сланцы южной полосы собраны в пологие брахискладки.

Геологические разрезы для северного крыла северной складки и южного крыла брахискладки приведены в табл. 7. Стратиграфическая последовательность пород та же, что и в предыдущем разрезе для пачек А, Б, В и Г. Верхние пачки Д, Е и Ж в этом участке отсутствуют.

Суммарная протяженность профиля *IV—IV* (рис. 20; табл. 8) 3 км. Северное крыло составляет 650 м, южное 2 км 350 м. Северное крыло опрокинуто под углом 70° к югу. Южное крыло имеет пологие углы падения и сильно растянуто ввиду наличия плавной, очень пологой складчатости.

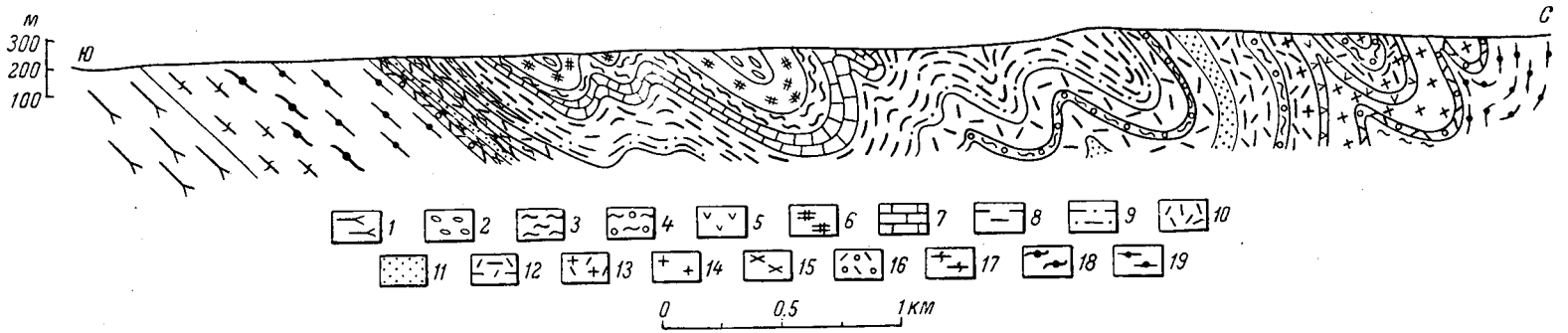


Рис. 18. Разрез по профилю *II—II* — западное окончание центральных Кейв (тундра Воргельурта—Серповидный хребет) (составила И. Д. Батиева).

1 — щелочные граниты; *2* — амфиболиты — мандельштейны; *3* — полевошпатовые амфиболиты; *4* — гранатовые амфиболиты; *5* — тремолитовые амфиболиты; *6* — двуслюдяные сланцы и гнейсы с гранатом и ставролитом (пачка Ж); *7* — песчаники и доломиты (пачка Е); *8* — двуслюдяные сланцы (пачка Д); *9* — мусковито-кварцевый сланец; *10* — порфиробластические плагиоклазо-кианитставролитовые и плагиоклазо-ставролитовые сланцы (пачка Г); *11* — мусковитовые кварциты (пачка В); *12* — порфиробластические ставролито-кианитовые сланцы (пачка Б); *13* — параморфические ставролито-кианитовые сланцы (пачка Б); *14* — параморфические кианитовые сланцы (пачка Б); *15* — сноповидно-волокнистые кианитовые сланцы (пачка Б); *16* — слюдяно-гранатовые и ставролито-гранатовые сланцы (пачка А); *17* — амфиболовые гнейсы — метасоматиты; *18* — биотитовые гнейсы с порфиробластами микроклина; *19* — гранато-биотитовые и биотитовые гнейсы.

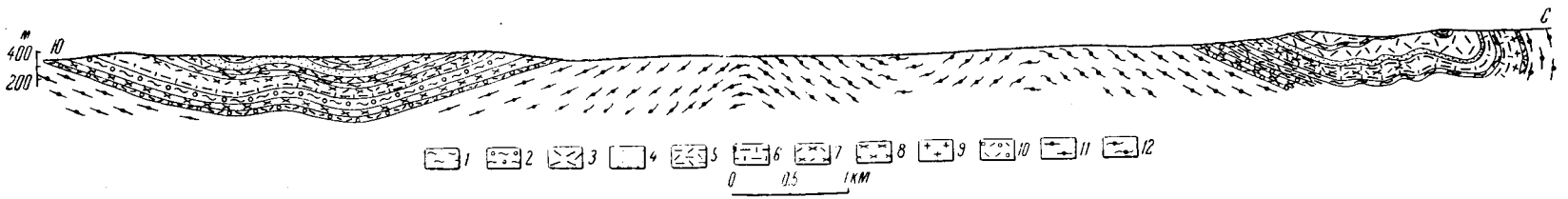


Рис. 19. Разрез по профилю *III—III* — центральные Кейвы (р. Семужья—тундра Западная Кырпурта—тундра Большой Ров) (составили И. Д. Батиева, И. В. Бельков).

1 — полевошпатовые амфиболиты; *2* — гранатовые амфиболиты; *3* — порфиробластические плагиоклазо-ставролитовые и плагиоклазо-кианито-ставролитовые сланцы (пачка Г); *4* — мусковитовые кварциты (пачка В); *5* — порфиробластические ставролито-кианитовые сланцы (пачка Б); *6* — мелкопризматические ставролито-кианитовые сланцы (пачка Б); *7* — ставролито-кианитовые сланцы со сноповидным кианитом (пачка Б); *8* — кианитовые сланцы со сноповидным кианитом (пачка Б); *9* — параморфические кианитовые сланцы (пачка Б); *10* — слюдяно-гранатовые, ставролито-гранатовые и хлоритовые сланцы (пачка А); *11* — биотитовые и гранато-биотитовые гнейсы; *12* — биотитовые гнейсы с порфиробластами микроклина, частью амфиболовые гнейсы — метасоматиты.

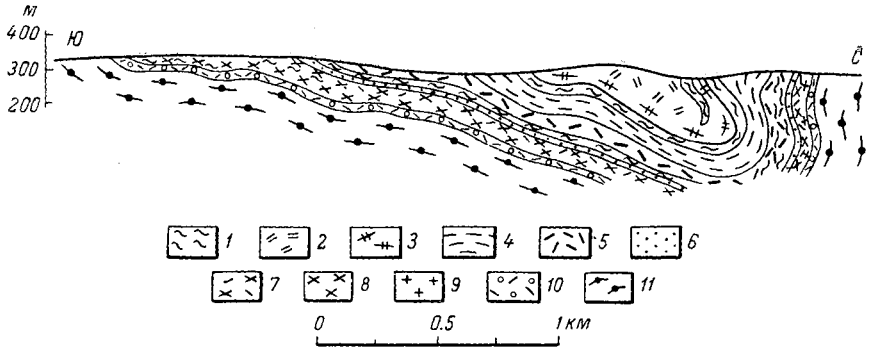


Рис. 20. Разрез по профилю *IV—IV* — восточное окончание центральных Кейв (тундра Вевельурта) (составила Д. Д. Мирская).

1 — полевошпатовые и гранатовые амфиболиты; *2* — двуслюдяные порфиробластические ставролитовые сланцы (пачка Д); *3* — двуслюдяные порфиробластические сланцы со ставролитом и гранатом (пачка Д); *4* — двуслюдяные сланцы (пачка Д); *5* — порфиробластические плагиоклазо-ставролитовые сланцы (пачка Г); *6* — мусковитовые кварциты (пачка В); *7* — сноповидные, сноповидно-волокнистые ставролито-кианитовые сланцы (пачка Б); *8* — сноповидно-волокнистые кианитовые сланцы (пачка Б); *9* — параморфические кианитовые сланцы (пачка Б); *10* — гранатовые и слюдяно-гранатовые сланцы (пачка Д); *11* — гранато-биотитовые гнейсы.

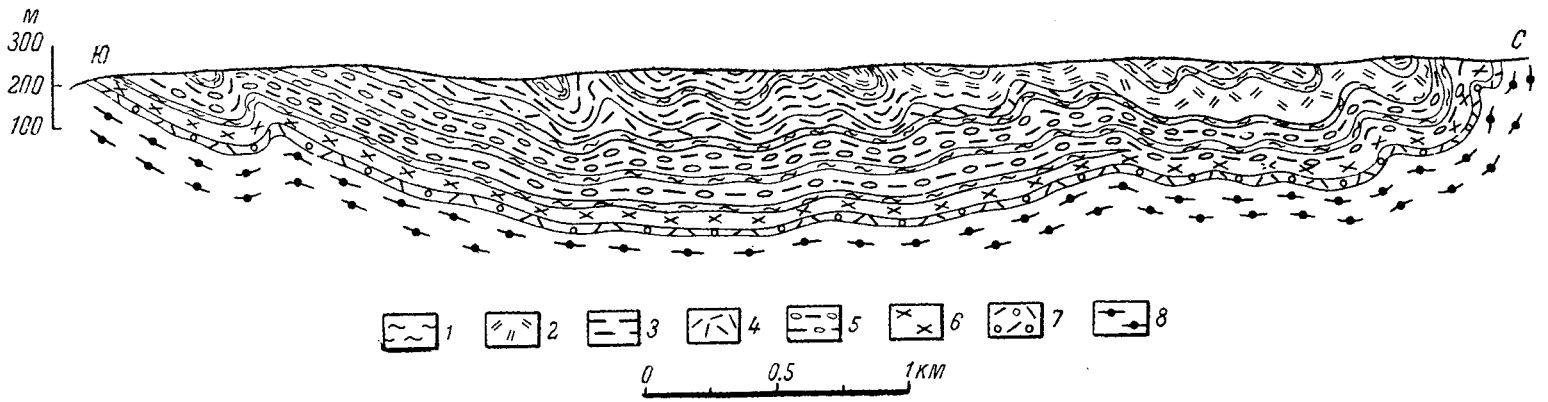


Рис. 21. Разрез по профилю *V—V* — восточные Кейвы (тундра Манюк) (составила Д. Д. Мирская).

1 — полевошпатовые амфиболиты; *2* — двуслюдяные сланцы с порфиробластами ставролита, иногда с гранатом (пачка Д); *3* — двуслюдяные сланцы, иногда с прослоями мусковитовых кварцитов (пачка Д); *4* — порфиробластические плагиоклазо-кианито-ставролитовые сланцы (пачка Г); *5* — слюдяно-плагиоклазовые сланцы со ставролитом и кианитом (пачка Б); *6* — кианитовые сланцы со сноповидно-волокнистыми агрегатами кианита, иногда с параморфозами и конкрециями кианита (пачка Б); *7* — слюдяно-гранатовые и кварцево-гранатовые сланцы и кварциты (пачка Д); *8* — гранато-биотитовые гнейсы.

Составленные геологические разрезы приведены в табл. 9.

В этом участке по сравнению с предыдущим наблюдается значительн уменьшение мощности мусковитовых кварцитов пачки В (до 2 м), а так вновь появляются сланцы пачки Д, отсутствующие в предыдущем разре

Профиль *V—V* (рис. 21; табл. 10) имеет протяженность более 5 к Сланцы и амфиболиты собраны в целый ряд складок, которые полого п дают к северу в южном крыле и круто поставлены или опрокинуты к югу в северном крыле.

Характерным для данного участка является изменение литологич ского состава сланцев по простиранию в пачке Д, а также отсутстви пачки Г в северном крыле и отсутствие в разрезе пачки В мусковитов кварцитов. Сланцы пачки Д рецессивно налегают на нижележащие сланцы

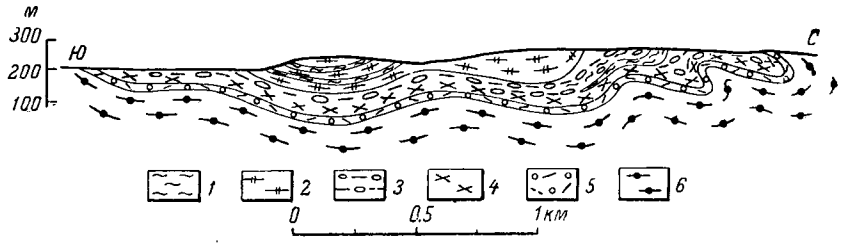


Рис. 22. Разрез по профилю *VI—VI* — восточное окончание Кейв (к северо-западу от места пересечения сланцев р. Поной) (составил И. В. Бельков).

1 — полевошпатовые амфиболиты; *2* — слюдяно-гранатовые и мусковито-кварцевые сланцы (пачка Д); *3* — слюдяно-ставролитовые, слюдяно-ставролито-кианитовые сланцы с порфиробластами плагиоклаза (пачка Б); *4* — кианитовые сланцы со сноповидно-волокнистым кианитом (пачка Б); *5* — слюдяные сланцы с хлоритом, гранатом и ставролитом (пачка А); *6* — гранато-биотитовые и биотитовые гнейсы.

Геологические разрезы, составленные по данным профиля *V—V*, приведены в табл. 11.

Профиль *VI—VI* (рис. 22; табл. 12) имеет протяженность немногим более 1.5 км. Сланцы и амфиболиты собраны в складки. Падение южного крыла пологое. Северное крыло сильно опрокинуто к югу (падение СВ под углом 35—45°). В данном случае отсутствуют сланцы пачки В и Г. Сланцы пачки Д рецессивно ложатся на сланцы пачки Б.

Геологические разрезы, составленные по данным профиля *VI—VI*, приведены в табл. 13.

Сводные литолого-стратиграфические колонки, составленные по данным геологических разрезов для северного и южного крыльев Кейвского синклинория, приведены на рис. 23.

СВОДНЫЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ СВИТЫ КЕЙВ

Анализ приведенных типичных геологических разрезов свиты кейв наряду с использованием материалов 150 детальных профилей, сделанных в процессе структурно-геологического картирования, дают основание для установления сводного стратиграфического разреза свиты.

Кристаллические сланцы свиты кейв подстилаются биотитовыми и гранато-биотитовыми гнейсами, слагающими мощный горизонт. Истинная его мощность не может быть точно определена, но для района западных Кейв она оценивается нами в 1.3—1.5 км. В районе центральных и восточных Кейв она составляет значительно бо́льшую величину.

Непосредственно на гнейсах, без какого-либо перерыва в отложении, но при условии быстрого фациального перехода в вертикальном направле-

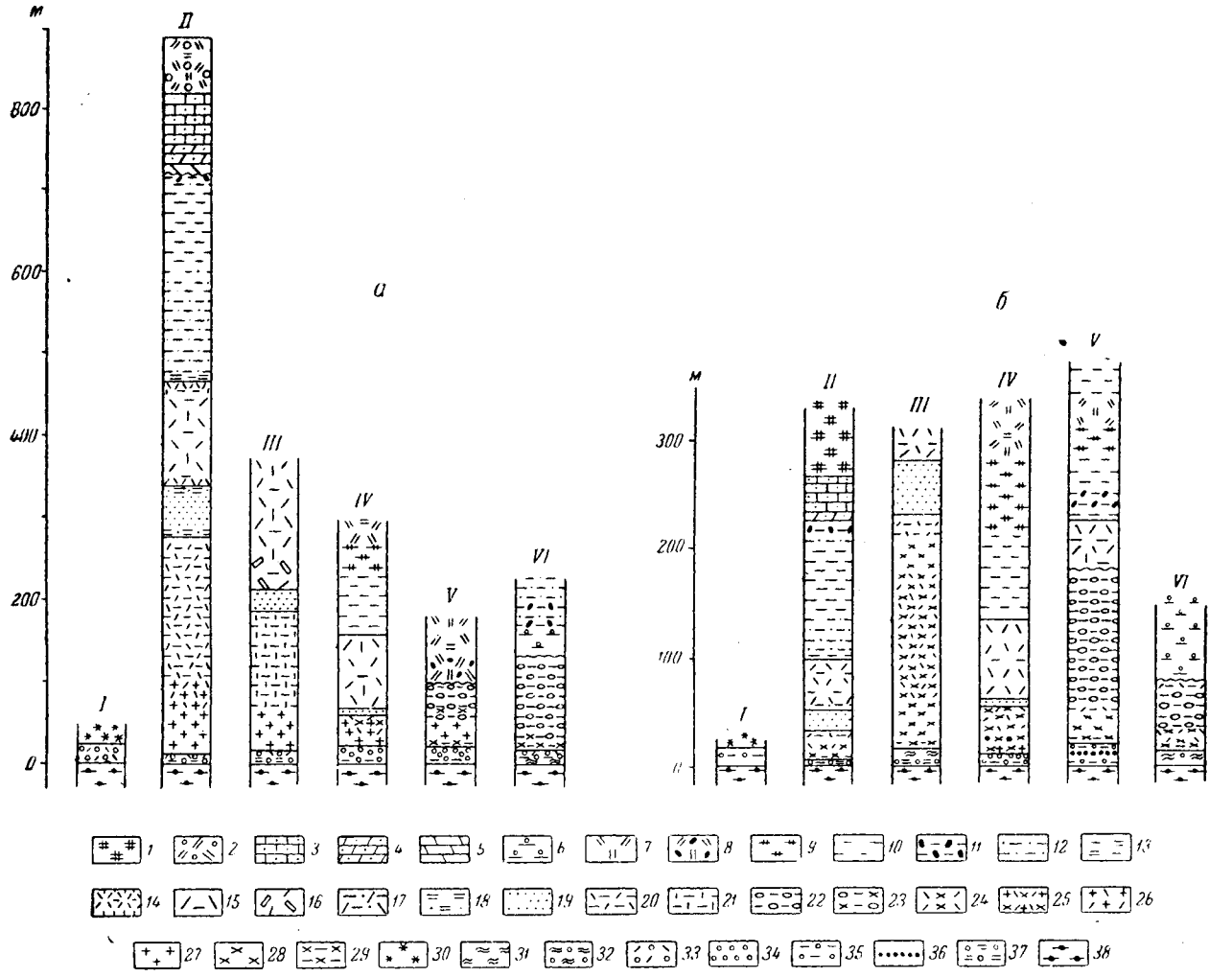


Рис. 23. Литолого-стратиграфические колонки, составленные по данным геологических разрезов: *а* — для северного, *б* — южного крыльев Кейвского синклинория.

Пачка Ж: *1* — слюдяной гнейс; *2* — двуслюдяной сланец со ставролитом и гранатом. Пачка Е: *3* — песчаник; *4* — доломитизированный песчаник; *5* — доломит. Пачка Д: *6* — слюдяно-гранатовый сланец; *7* — двуслюдяной порфиробластический ставролитовый сланец; *8* — двуслюдяной порфиробластический ставролитовый сланец с гравелистым кварцем; *9* — двуслюдяной порфиробластический сланец со ставролитом и гранатом; *10* — двуслюдяной сланец; *11* — мусковито-кварцевый сланец с крупной и мелкой галькой; *12* — мусковито-кварцевый сланец; *13* — полевошпатовый биотито-мусковитовый сланец. Пачка Г: *14* — мусковитовый сланец с мелким ставролитом; *15* — порфиробластический плагиоклазо-ставролитовый сланец; *16* — порфиробластический плагиоклазо-кианито-ставролитовый сланец; *17* — кварцево-мусковитовый сланец с порфиробластами ставролита и хлорита. Пачка В: *18* — кварцево-мусковитовый сланец с биотитом; *19* — мусковитовый кварцит. Пачка Б: *20* — порфиробластический ставролито-кианитовый сланец; *21* — мелкопризматический ставролито-кианитовый сланец; *22* — слюдяно-плагиоклазовый сланец; *23* — слюдяно-ставролито-кианитовый сланец с очковыми выделениями плагиоклаза; *24* — сноповидно-волокнистый ставролито-кианитовый сланец; *25* — сноповидно-волокнистый ставролито-кианитовый сланец с редкими параморфозами кианита по хиастолиту; *26* — параморфический ставролито-кианитовый сланец; *27* — параморфический кианитовый сланец; *28* — сноповидно-волокнистый кианитовый сланец; *29* — слюдяно-кианитовый сланец со сноповидными агрегатами кианита; *30* — силлиманитовые и силлиманито-ставролитовые сланцы. Пачка А: *31* — хлоритовый сланец; *32* — гранато-хлоритовый сланец; *33* — ставролито-гранатовый сланец; *34* — гранатит; *35* — мусковито-гранатовый сланец; *36* — кварцитоподобная порода; *37* — биотито-мусковито-гранатовый сланец; *38* — гранато-биотитовый и биотитовый гнейс.

Таблица 2

Профиль *I—I* (западные Кейвы, гора Макзабак, по материалам С. Н. Суслова), породы прослежены вкрест простирания с запада на восток.

Пачка	Мощность, в м	Породы
—	—	Крупнозернистые щелочные граниты, в контакте с гнейсами становятся среднезернистыми. В щелочных гранитах отчетливо выражена линейно-параллельная ориентировка темноцветных минералов.
Гнейсы.	35	Инъецированные кварцево-полевошпатовым материалом гранато-биотитовые гнейсы.
	2	Микроклино-слюдяные гнейсы с тонкими биотитовыми прослоями.
А	5	Гранато-слюдяные сланцы с мелкими очковыми выделениями микроклина. По мере удаления от границы количество микроклина уменьшается, одновременно размер его выделений увеличивается до 0.5 см.
	40	Гранато-слюдяные сланцы.
	1.5—4	Гранато-слюдяные сланцы с силлиманитом. Содержание силлиманита увеличивается с приближением к сланцам пачки Б. Силлиманит концентрируется отдельными линзами и прослоями.
Б	3	Плотные, белые, со слегка розоватым оттенком, спутанно-волокнистые силлиманитовые сланцы с гранатом. Обогащение гранатом происходит отдельными участками. С удалением от гранато-слюдяных сланцев содержание граната уменьшается.
	15	Белые спутанно-волокнистые силлиманитовые сланцы.
	1.5	Силлиманитовые сланцы с гранатом.
А	2	Гранато-слюдяные сланцы, содержащие силлиманит.
	18	Гранато-слюдяные сланцы.
Гнейсы.	60	Гранато-биотитовые гнейсы.
А	1.5	Гранато-слюдяные сланцы.
		Гранато-слюдяные сланцы с силлиманитом.
Б	1	Силлиманитовые сланцы, обогащенные гранатом.
	8	Спутанно-волокнистые силлиманитовые сланцы. В верхних слоях пачки присутствует ставролит. Участками в сланцах отмечаются скопления силлиманита, ставролита и желваки графита, величиной до 5 см.
	2	Силлиманитовые сланцы с гранатом, в которых встречаются участки ставролито-кианитовых сланцев с серыми таблитчатыми кристаллами кианита.
А	20	Гранато-слюдяные сланцы. В них присутствует хлоритоид, развивающийся по гранату, ставролиту, реже образующий самостоятельные лучистые выделения.

Таблица 2 (*продолжение*)

Пачка	Мощность, в м	Породы
Гнейсы.	50	Гранато-биотитовые гнейсы.
	60	Послойно-инъецированные гранато-биотитовые гнейсы.
	130	Биотитовые гнейсы.
	110	Амфиболовые гнейсы-метасоматиты.
—	—	Щелочные граниты.

Таблица 3

Литолого-стратиграфические разрезы, составленные по данным профиля *I—I* для западного и восточного крыльев синклинали горы Макзабак

Пачка	Западное крыло		Восточное крыло	
	мощность, в м	породы	мощность, в м	породы
Б	7	Белые спутанно-волокнистые силлиманитовые сланцы.	3.5	Спутанно-волокнистые силлиманитовые сланцы.
	2.5	Плотные, белые, со слегка розоватым оттенком, спутанно-волокнистые силлиманитовые сланцы с гранатом.	1.5	Силлиманитовые сланцы с гранатом. Участками ставролито-кианитовые сланцы с таблитчатым кианитом.
А	2	Гранато-слюдяные сланцы с силлиманитами.	17	Гранато-слюдяные сланцы со ставролитом и хлоритоидом.
	12	Гранато-слюдяные сланцы. Гранато-слюдяные сланцы с мелкими очковыми выделениями микроклина.		
Гнейсы.	2.5	Микроклино-слюдяные гнейсы.	47	Гранато-биотитовые гнейсы.
	31	Инъецированные гранато-биотитовые гнейсы.	55	Инъецированные гранато-биотитовые гнейсы.
			115	Биотитовые гнейсы.
			105	Амфиболовые гнейсы.
—	—	Щелочные граниты.	—	Щелочные граниты.

Таблица 4

Профиль *II—II* (западное окончание центральных Кейв), породы прослежены вкрест простирания, с севера на юг.

Пачка	Мощность, в м	Породы
Гнейсы	—	Биотитовые гнейсы. Биотит часто в виде линзообразных скоплений. Основная ткань серая, мелкозернистая. Вблизи границы со сланцами в гнейсах появляется мусковит. Наблюдаются крупные округлые зерна кварца.
А	5—10	Слюдяно-гранатовый сланец. Гранат округлой формы.
Б	31	Мелкопараморфический кианитовый сланец. Параморфозы кианита по хиастолиту менее 0.5 см в поперечнике. Ближе к границе со сланцами пачки А параморфозы раздроблены возможно вследствие межпластовых передвижек на границе литологически различных пачек.
	3	Светло-серые параморфические кианитовые сланцы. Основная ткань превращена в глиноподобную массу, жирную на ощупь. В разрушенной массе встречены отдельные плотные куски веретенообразной или эллипсоидальной формы — параморфозы с окаймляющими их волокнистыми или игольчатыми кристаллами кианита. В слюдистой массе встречаются также конусообразные агрегаты тонкопластинчатых кристаллов кианита.
	5	Мелкопараморфический кианитовый сланец с параморфозами, имеющими в поперечнике 0.5—1 см. Параморфозы кианита по хиастолиту перекручены, раздроблены, замещаются мусковитом и кварцем.
	3	Параморфический кианитовый сланец с параморфозами, имеющими 2—4 см в поперечнике. Некоторые параморфозы имеют искаженную форму. Основная ткань породы черная, кварцевая, разбитая на мелкие блоки, сцементированные светлым кварцем.
	5	Мелкопараморфический кианитовый сланец. Размер параморфоз 1—2, реже 3 см.
	1.3	Слюдяной сланец с параморфозами кианита по хиастолиту и лучистыми конусообразными агрегатами кианита. Присутствуют призматические кристаллы ставролита. Размер параморфоз 1.5—2 см. Параморфозы окаймлены мелким волокнисто-игольчатым кианитом. Падение на СЗ 350° под углом 80°.
	2.7	Параморфический кианитовый сланец с размером параморфоз в 2—3 см в поперечнике. Параморфозы правильной формы. Вмещающая ткань кварцевая, черного цвета, тонкозернистая. Изредка встречаются очкообразные включения полевого шпата. По параморфозам кианита развивается кварц и слюда.
	7	Крупнопараморфический кианитовый сланец, значительно ожелезненный. Поперечное сечение параморфоз 4—5 см, редко до 10 см. Длина до 20 см. Параморфозы в сланце не ориентированы. Основная ткань очень плотная, состоит из обуглероженного кварца. Иногда наблюдаются тонкие кварцевые жилки, параллельные слоистости.
	5	Слюдяной сланец с параморфозами кианита по хиастолиту и конусообразными лучистыми агрегатами кианита. Слюдяная ткань мелкоплойчатая.
	16	Слюдяной сланец со звездчатыми выделениями кианита и с конкрециями. Слюдяная ткань то светлая, то серая. Присутствует ставролит.

Таблица 4 (*продолжение*)

Пачка	Мощность, в м	Породы
А	14	Слюдяно-гранатовый сланец.
	4	Светлая окварцованная ставролит-гранатовая порода.
	5	Темно-серый гранатит с редкими кристаллами ставролита.
	0.2	Кварцитовый прослой серого цвета.
	0.5	Гранатовая порода черного цвета.
	0.2	Кварцево-слюдяной сланец светло-серого цвета, иногда сплоенный.
Б	0.1	Сланец с редкими параморфозами кианита по хиастолиту.
	1.5	Параморфический кианитовый сланец со слюдяными прослоями.
	12	Крупнопараморфический кианитовый сланец. Сечение параморфоз 7—10 см, к северу уменьшается до 4—5 см. Параморфозы частично ослюденелые.
	18	Крупнопараморфический кианитовый сланец. Размер параморфоз от 1.5—2 см до 7—8 см в поперечнике. В сланце встречается ставролит. Ставролит растет на поверхности параморфоз. Вмещающая ткань слюдяно-кварцевая.
	80	Мелкопараморфический кианитовый сланец серого цвета, рассланцованный. По плоскостям сланцеватости развиты мелкие чешуйки слюды. По мере удаления уменьшается количество параморфоз, появляются звездчатые агрегаты кианита, обрастаемые кристаллами ставролита.
	26.0	Ставролито-кианитовые сланцы темно-серого цвета. Кианит представлен тонкопластинчатыми кристаллами, игольчатыми, собранными в радиально-лучистые, звездчатые и конусообразные агрегаты. Встречаются также полусферические агрегаты, особенно по контактам с кварцевыми жилками. В сланцах наблюдаются темно-серые кварцево-слюдяные прослои с порфиробластами полевого шпата, мощностью в 3—10 см.
	11.5	Слюдяные, слабо обуглероженные ставролито-кианитовые сланцы, светло-серого цвета. Кианит образует таблитчатые кристаллы, ставролит — призматические. Присутствует плагиоклаз.
	0.5	Слюдяно-полевошпатовая порода с биотитом.
	3.0	Плотная ставролито-полевошпатовая порода с редкими крупными кристаллами кианита. Роговик.
	30	Мелкозернистый тремолитовый амфиболит, сланцеватый, хлоритизированный. Тремолитовый среднезернистый амфиболит, массивный. Мелкозернистый сланцеватый тремолитовый амфиболит.
	60	Порфиробластический слюдяной ставролито-кианитовый сланец, светлый, с крупными выделениями плагиоклаза. Кианит и ставролит призматические. Падение на СЗ 345° под углом 60°.
	20	Гранатовый амфиболит с полевым шпатом. Амфибол игольчатый. Гранат ксеноморфный. Сланцеватость выражена отчетливо .

Таблица 4 (*продолжение*)

Пачка	Мощность, в м	Породы
Б	125	Слюдяной светлый сланец с призматическим кианитом. Присутствует ставролит и очковые выделения полевого шпата. Кианит ориентирован по падению. Постепенно через 50 м сменяется мелкопараморфическим ставролито-кианитовым сланцем. Параморфоз мало. Присутствуют мелкие радиально-лучистые скопления кианита, а также в небольших количествах ильменит и ставролит.
	25	Слюдяно-ставролито-кианитовые сланцы. Непосредственный контакт не обнажен.
	30	Гранатовый амфиболит, сланцеватый.
	50	Слюдяной порфиробластический ставролито-кианитовый сланец. Светлый.
	75	Темно-серый мелкопараморфический ставролито-кианитовый сланец. Размер параморфоз порядка 2—3 см в поперечнике.
	25	Светлый слюдяной ставролито-кианитовый сланец. Контактный роговик.
	25	Крупнозернистый, массивный тремолитовый амфиболит, сильно хлоритизирован.
	1	Контактный роговик.
	12	Ставролито-кианитовый сланец. Основная ткань мелкозернистая, серая, кварцево-серицитовая. Кианит в виде мелких серых призматических кристаллов и радиально-лучистых агрегатов, не ориентирован.
	100	Темно-серый параморфический ставролито-кианитовый сланец с параморфозами средних размеров. Основная ткань мелкозернистая, кварцево-серицитовая. Параморфозы частично мусковитизированы. В породе присутствует ставролит и ильменит.
	13	Серый слюдяной ставролито-кианитовый сланец.
	30	Сланцеватый гранатовый амфиболит с игольчатым амфиболом.
	175	Порфиробластический ставролито-кианитовый сланец. Основная ткань слюдяная. Цвет сланца серый. Присутствует ставролит и ильменит.
В	25	Мусковитовый кварцит с незначительным содержанием биотита.
	80	Мусковитовый кварцит.
	10	Светлый мелкозернистый мусковитовый кварцит. Биотит в нем присутствует в виде отдельных прослоев.
	10	Кварцево-мусковитовый сланец с биотитом, отчетливо сланцеватый.
Г	50	Светлый слюдяно-ставролитовый сланец. Сланцеватость выражена отчетливо. Ставролит мелкий, около 1 см длиной. В незначительных количествах присутствует мелкий призматический кианит, а также ильменит.
		Кварцевая жила.

Таблица 4 (*продолжение*)

Пачка	Мощность, в м	Породы
Г	25	Полевошпатовый амфиболит, крупнозернистый, в значительной мере биотитизирован.
		Кварцевая жила.
		Полевошпатовый среднезернистый амфиболит. Амфибол игольчатый, ориентирован по падению.
	1	Контактный роговик. Плотная серая порода с более крупными выделениями амфибола.
	25	Светлый порфиробластический плагиоклазо-кианито-ставролитовый сланец. Ставролит мелкий. Присутствует ильменит.
	11	Серый порфиробластический плагиоклазо-кианито-ставролитовый сланец.
	13	Светлый мусковитовый сланец с мелким ставролитом и мусковитом.
Д	6	Кварцевая жила.
	27	Плойчатый полевошпатовый биотито-мусковитовый сланец с ильменитом, светлый, крупнозернистый. Падение к СВ 10° под углом 40°.
	175	Мусковито-кварцевые сланцы. В них встречаются двуслюдяные сланцы с крупными порфиробластами ставролита. Ставролит присутствует в виде реликтовых зерен, замещаемых кварцем.
	90	Мусковито-кварцевый сланец, среднезернистый. В незначительных количествах присутствует хлорит.
	700	Двуслюдяной сланец. Биотита обычно немного, он частью хлоритизирован. Падение на СВ 5° под углом 40°.
	25	Мусковито-кварцевый сланец, гравелистый.
Е	—	Окварцованный доломит.
	70	Доломит.
	20	Слоистый доломитизированный песчаник.
	40	Светло-серый слоистый песчаник.
	40	Слоистый доломитизированный песчаник.
	40	Светлый песчаник.
	20	Темный биотитовый песчаник.
	125	Сланцеватый полевошпатовый амфиболит.
Ж	100	Окварцованный роговик с гранатом. Биотито-мусковитовый сланец с гранатом и ставролитом. Окварцованный роговик.
	70	Амфиболит — мандельштейн, сланцеватый, светло-серый. Миндалины выполнены кальцитом и эпидотом.
	19	Амфиболит — мандельштейн с крупными миндалинами. Миндалины выполнены кальцитом и эпидотом. Кальцит в центральных частях миндалин образует идиоморфные кристаллы розового цвета до 0.5 см в поперечнике.

Таблица 4 (*продолжение*)

	Мощность, в м	Породы
Ж	35	Амфиболит — мандельштейн с более крупнозернистой основной тканью. В миндалинах присутствует и амфибол.
	49	Слегка сланцеватый амфиболит — мандельштейн. Миндалины сложены эпидотом. Порода содержит также жилки, сложенные эпидотом мощностью 1—2 мм.
	52	Сланцеватый амфиболит — мандельштейн. Амфибол игольчатый, частично хлоритизирован, миндалины растянуты. Падение сланцеватости к СЗ 355° под углом 70°.
	125	10—20 см — кварцево-полевошпатовый роговик. Биотито-мусковитовый серый гнейсо-сланец. 10—20 см — окварцованная кварцево-полевошпатовая порода.
	250	Очень плотный массивный мелкозернистый амфиболит. Содержание полевого шпата незначительно.
	100	10—20 см — кварцево-полевошпатовый роговик. Двуслюдяной гнейсо-сланец, в нижней части с гранатом. 10—20 см — кварцево-полевошпатовая порода с крупным амфиболом. Амфибол хлоритизирован. Хлоритизация приурочена к трещинам.
	60	Тонкозернистый амфиболит, слабо сланцеватый. Амфибол тонкоигольчатый. В амфиболите присутствуют пластинки ильменита.
	75	Сильно окварцованная гнейсоподобная светло-серая порода. Мелкозернистая. Падение на С под углом 60°. Биотито-мусковитовый гнейсо-сланец. В отдельных прослоях содержание слюды значительно. В них присутствуют кварцевые жилки, около которых гнейсо-сланцы обогащены эпидотом и амфиболом.
	100	Сильно сланцеватый амфиболит — мандельштейн. Миндалины плагиоклаз-эпидотовые слабо выражены. Основная ткань породы также сильно эпидотизирована.
	100	Серый тонкозернистый биотито-мусковитовый гнейсо-сланец. В контакте с амфиболитом узкая зона ороговикования.
	25	Тонкозернистый сланцеватый амфиболит.
Е	40	Голубовато-серый доломитизированный песчаник. Слоистый серый песчаник. Слоистый серый доломитизированный песчаник.
Д	50	Кварцево-мусковитовый сланец с хлоритом, слегка сплоенный. Хлорит в виде неправильных лапчатых выделений. Падение сланцеватости к СЗ 355° под углом 65°.

Таблица 4 (*продолжение*)

Пачка	Мощность, в м	Породы
Д	100	Двуслюдяной сланец, слегка сплоенный. Биотит и мусковит ориентированы по падению.
	25	Тонкосланцеватый полевошпатовый амфиболит с розовым полевым шпатом. Амфибол игольчатый.
	28	Кварцевая жила.
		Двуслюдяной сланец. По плоскостям сланцеватости развиваются неориентированные древовидно-лапчатые выделения хлорита.
	22	Мусковито-кварцевый сланец с небольшим количеством биотита.
	25	Двуслюдяной сланец.
		Кварцевая жила.
Г	50	Светлый порфиробластический плагиоклазо-ставролитовый сланец с ильменитом. Ставролит в значительной степени разъеден и замещен кварцем. Присутствует силлиманит.
	1	Биотито-полевошпатовая порода, светло-серая, крупнозернистая. Биотит образует вытянутые ориентированные пластинки. Присутствуют включения сульфидов. Падение на С под углом 50°.
	25	Полевошпатовый амфиболит, среднезернистый, с отчетливо выраженной сланцеватостью. Содержание амфибола и полевого шпата примерно равные. Амфибол игольчатый.
	75	Двуслюдяной порфиробластический плагиоклазо-ставролитовый сланец с ильменитом.
		Кварц-мусковитовый сланец с хлоритом и порфиробластами ставролита.
В	40	Кварцевая жила.
		Мусковитовый кварцит. Вблизи границы с выше- и нижележащими пачками в нем присутствуют редкие мелкие кристаллы ставролита. Падение СВ 15° под углом 30°.
		Кварцевая жила с крупными кристаллами голубого кианита.
Б	20	Светло-серый ставролито-кианитовый порфиробластический сланец с очковыми выделениями полевого шпата.
	10	Слюдяной кианитовый сланец со сноповидным кианитом. Цвет светло-серый. Ставролит присутствует в виде мелких призматических кристаллов.
А	10	Мусковито-гранатовый сланец. Гранат имеет размер до 10 см в поперечнике, сильно окварцован. Падение СВ 5° под углом 45°.
		Крупнозернистый гранато-биотито-мусковитовый сланец.
Гнейсы	—	Светлая, плотная кварцево-полевошпатовая порода с крупными, до 1.5 см выделениями граната. В породе встречаются более темные прослои, обогащенные биотитом. Падение СВ 10° под углом 40°. Постепенно переходит в биотитовый гнейс.

Таблица 5

Литолого-стратиграфические разрезы, составленные по данным профиля *II—II* для северного и южного крыльев Кейвского синклинория

Пачка	Северное крыло		Южное крыло	
	мощность, в м	породы	мощность, в м	породы
Ж	75	Амфиболит — мандельштейн.	25	Амфиболит — мандельштейн.
	70	Биотито-мусковитовый сланец со ставролитом и гранатом Окварцованный роговик.	70	Серый тонкозернистый биотито-мусковитовый гнейсо-сланец, в зонах контактов узкие зоны роговиков.
	80	Сланцеватый полевошпатовый амфиболит.	30	Тонкосланцеватый, почти мономинеральный амфиболит.
Е	100	Темный биотитовый песчаник. Песчаник. Доломитизированный песчаник. Доломит.	40	Голубовато-серый диопсидизированный песчаник. Слоистый серый песчаник. Песчаник. Слоистый серый доломитизированный песчаник.
Д	150	Кварцево-мусковитовый гравелистный сланец. Двуслюдяной сланец.	100	Мусковито-кварцевый сланец. Двуслюдяной сланец.
			25	Тонкосланцеватый полевошпатовый амфиболит.
	100	Мусковито-кварцевый сланец. Полевошпатовый биотито-мусковитовый сланец.	20	Двуслюдяной сланец. Мусковито-кварцевый сланец. Двуслюдяной сланец.
Г	30	Светлый мусковитовый сланец с мелким ставролитом и ильменитом. Серый порфиробластический плагиоклазо-кианито-ставролитовый сланец. Светлый порфиробластический плагиоклазо-ставролитовый сланец.	25	Кварцевая жила. Порфиробластический плагиоклазо-ставролитовый сланец с ильменитом. Биотито-полевошпатовый контактовый сланец.
	10	Гранатовый амфиболит. В контакте сланцы изменены, фельдшпатизированы (контактные роговики).	25	Полевошпатовый амфиболит.
	50	Слюдяно-ставролитовый сланец.	30	Двуслюдяной порфиробластический ставролитовый сланец с ильменитом. Кварцево-мусковитовый сланец с порфиробластами ставролита и с хлоритом.

Таблица 5 (*продолжение*)

Пачка	Северное крыло		Южное крыло	
	мощность, в м	породы	мощность, в м	породы
В	60	Кварцево-мусковитовый сланец с биотитом, мусковитовый кварцит. Мусковитовый кварцит с незначительным содержанием биотита.	20	Кварцевая жила. Мусковитовый кварцит.
Б	150	Порфиробластический ставролито-кианитовый сланец.		Кварцевая жила с голубым кианитом.
	25	Гранатовый амфиболит.		
	40	Порфиробластический ставролито-кианитовый сланец, в центральной части сохраняется мелкопараморфический ставролито-кианитовый сланец.	15	Светло-серый ставролито-кианитовый порфиробластический сланец.
	30	Тремолитовый амфиболит. Сланцы в зонах контактов ороговикованы.		
	75	Средне- и крупнопараморфические, участками с кианитовыми конкрециями, кианитовые сланцы. В верхней части сланцы ставролито-кианитовые, порфиробластические, богатые мусковитом.		
		Сланец с редкими параморфозами кианита по хиастолиту.	10	Слюдяно-кианитовый сланец со сноповидным кианитом и мелкими призматическими кристаллами ставролита.
А	10	Кварцево-слюдяной сланец. Ставролито-гранатовый сланец. Слюдяно-гранатовый сланец.	5	Мусковито-гранатовый сланец. Крупнозернистый гранато-биотитовый сланец.
Гнейсы	—	Биотитовые гнейсы, богатые мусковитом, с округлыми крупными зернами кварца. Биотитовые гнейсы с линзовидными обособлениями биотита.	—	Светлые гнейсы с крупными выделениями граната.

Таблица 6

Профиль *III—III* (центральные Кейвы), породы прослежены вкрест простирания, с севера на юг.

Пачка	Мощность, в м	Породы
Гнейсы	—	Гранато-биотитовый гнейс, серый, мелкозернистый; гнейсовидность выражена слабо. Гранат в породе распределен неравномерно. Переходит в тонкозернистый, очень плотный, темно-серый гранато-биотитовый гнейс. Гнейсовидность не выражена.

Таблица 6 (*продолжение*)

Пачка	Мощность, в м	Породы
А	4	Двуслюдяной сланец с гранатом. Переходный от гнейса к сланцам. Светло-серый. Он переходит в тонкозернистый мусковитовый сланец с гранатом.
	1.5	Тонкозернистый мусковитовый сланец с гранатом. Ясно выражена слоистость, обусловленная чередованием светлых и серых полос. Гранат ксеноморфный. Падение слоистости на С под углом 60°.
	5	Темный слюдяной сланец с гранатом и ставролитом. Ставролита немного. Падение слоистости к СВ под углом 50°.
	4	Ставролито-гранатовый сланец, темно-серый, со значительным содержанием ставролита. Гранат идиоморфный, до 0.5 см в поперечнике. Много мелких чешуек мусковита.
Б	60	Параморфический кианитовый сланец. Размер параморфоз колеблется от 1 до 3 см в поперечнике. Частично параморфозы замещены слюдой. Основная ткань темная, среднезернистая. В сланце наблюдаются редкие спутанно-волокнистые стяжения кианита. Ставролита немного.
	100	Светлый мелкопризматический ставролито-кианитовый сланец. Падение к СВ под углом 50°.
	3	Контактный порфиробластический сланец с радиально-лучистыми стяжениями кианита.
	20	Гранатовый амфиболит, мелкозернистый, сланцеватый, в нем присутствуют сульфиды.
	25	Слюдяной контактный сланец с ильменитом, порфиробластами кианита и ставролита.
	25	Мелкопризматический ставролито-кианитовый светлый сланец, сильно слюдистый.
В	30	Мусковитовый кварцит мелкозернистый, светло-серый. Падение к СВ под углом 70°.
Г	200	Серый порфиробластический кианито-ставролитовый сланец. Светлый порфиробластический плагиоклазо-ставролитовый сланец.
	20	Полевошпатовый сланцеватый амфиболит.
	150	Светлый порфиробластический плагиоклазо-ставролитовый сланец.
	20	Полевошпатовый амфиболит.
	325	Светлый порфиробластический плагиоклазо-ставролитовый сланец.
	200	Полевошпатовый амфиболит, в контактных зонах гранатовый амфиболит, плотный.
	525	Светлый порфиробластический плагиоклазо-ставролито-кианитовый сланец, частью серый с ильменитом сланец.
	10	Контактная ставролито-полевошпатовая порода.

Таблица 6 (*продолжение*)

Пачка	Мощность, в м	Породы
Г	30	Полевошпатовый амфиболит, крупнозернистый, в зонах контактов сланцеватый.
	100	Светлый порфиробластический плагиоклазо-ставролитовый сланец. В контакте с мусковитовыми кварцитами серый двуслюдяной сланец с порфиробластами ставролита и редкими мелкими зернами граната.
В	125	Светло-серый, грубозернистый мусковитовый кварцит, массивный. Содержание мусковита в породе колеблется.
Б	75	Серый, богатый мусковитом ставролито-кианитовый сланец с призматическим кианитом и ставролитом. Падение на С под углом 30°.
	100	Сноповидный серый ставролито-кианитовый сланец. В породе много ильменита и ставролита. Участками наблюдается чередование слоев, содержащих кианит, и кварцево-мусковитовых слоев.
	25	Светлый порфиробластический ставролито-кианитовый сланец, много плагиоклаза. Содержание его повышается по мере приближения к амфиболиту.
	40	Полевошпатовый амфиболит.
	75	Порфиробластический ставролито-кианитовый светлый сланец с полевым шпатом. Мелкопризматический ставролито-кианитовый сланец.
	150	Гранатовый амфиболит. Сланцеватость выражена слабо. Гранат мелкий — до 3 мм в поперечнике. Амфибол игольчато-призматический. В контакте амфиболит сильно хлоритизирован и по существу представляет собой хлоритовый сланец (мощность 50 см).
	8	Контактная крупнозернистая порода, плотная, с серой, тонкозернистой, кварцевой основной тканью, в которой заключены крупные порфиробластические выделения плагиоклаза, ставролита и кианита.
	4	Светлый слюдяной сланец с крупными, серовато-голубого цвета идиобластами кианита длиною до 10 см.
	6.5	Светлый слюдяной сланец с незначительным содержанием призматического кианита и ставролита постепенно переходит в светло-серый сноповидно-волокнистый сланец, менее ослюденелый, и далее в черные сноповидно-волокнистые сланцы.
	60	Черные сноповидно-волокнистые кианитовые сланцы. Сланцы разбиты на плиты, согласные со слоистостью. Слоистость выражена отчетливо и определяется наличием слоев, обогащенных и обедненных кианитом. В них также присутствуют мелкие кварцевые жилки. Падение сланцев на СВ под углом 40°.
А	35	Темно-серый слюдяно-гранатовый сланец. Гранат округлый. Основная ткань сланца богата мусковитом. Черный гранато-ставролитовый сланец. Гранат крупный — до двух и более сантиметров в поперечнике, образует идиоморфные кристаллы. В темной, существенно кварцевой основной ткани породы наблюдаются светлые чешуйки мусковита.

Таблица 6 (*продолжение*)

Пачка	Мощность, в м	Породы
А	35	Двуслюдяной сланец с порфиробластами граната, реже ставролита серый, тонкосланцевый, основная ткань с мусковитом. Биотит присутствует в виде неориентированных пластинчатых, выделений. Гранат мелкий.
Гнейсы		Серый плотный тонкозернистый гнейс. Биотит обычно в нем распределен неравномерно.
	750	Светлые гранато-биотитовые гнейсы с кварцевыми инъекционными прожилками.
	1500	Биотитовые гнейсы с очковыми выделениями микроклина.
	600	Светлые гранато-биотитовые гнейсы, которые участками содержат значительные количества кальцита.
	800	Светлые биотитовые гнейсы с порфиробластами микроклина. В гнейсах появляются участки, обогащенные мусковитом.
	350	Биотито-амфиболовый гнейс. Амфибол в виде порфиробласт, вокруг него светлые оторочки. Граната в этом гнейсе очень мало. Содержание амфибола непостоянно.
	250	Светлый биотитовый гнейс с порфиробластами микроклина.
	100	Серый тонкозернистый гранато-биотитовый гнейс. Гнейсовидность выражена слабо. Гранат от мелкого до 4 мм в поперечнике. Биотит распределяется в породе то равномерно, то полосами.
	200	Светло-серый массивный тонкозернистый гранато-биотитовый гнейс, по внешнему виду очень похож на тонкозернистый несортированный аркозовый песчаник.
А	37	Гранато-биотитовый сланец, переходный по составу к гнейсам. Падение к ЮВ под углом 50°.
		Темный гранато-ставролитовый сланец.
		Светлый гранато-ставролитовый сланец, в нем встречаются кварцевые прожилки.
		Светлый гранато-мусковитовый сланец, в незначительных количествах присутствует биотит.
		Хлоритовый сланец. В нем присутствуют крупные выделения кианита и прослои, обогащенные биотитом и гранатом.
Б	4	Зона перехода к сланцам пачки А. Слои существенно кианитовые, переслаиваются с безкианитовыми. Отчетливо заметна первичная слоистость. На границе с породами пачки А — существенно кварцево-слюдяной сланец, серый, с крупными, редкими, сноповидными выделениями кианита. В переходной зоне присутствуют веретеновидные кристаллы ортита.
	30	Черные кианитовые сланцы. Кианит сноповидно-волокнистый. В сланцах встречаются крупные, частично ожелезненные пустоты. Пустоты нередко выстланы кварцем, а также кианитом и ставролитом.
	2	Кианитовые сланцы, переходные от темных к светлым, контактным. В светлой кварцево-мусковитовой основной ткани содержатся сноповидные выделения серого кианита.
	20	Светлые кианитовые сланцы, участками со ставролитом.
	15	Контактный полевошпатово-кианитовый сланец, крупнозернистый.
	70	Гранатовый амфиболит; амфибол игольчатый.
	245	Массивный крупнозернистый полевошпатовый амфиболит, постепенно сменяющий гранатовый; в нем участками в центральной части тела появляются лейсты плагиоклаза.

Таблица 6 (*продолжение*)

Пачка	Мощность, в м	Породы
Б	45	Слабо сланцеватый гранатовый амфиболит. Амфибол игольчатый, гранат мелкий.
	21	В контакте сланцы светлые, тонкозернистые, с крупными порфиробластами ставролита. Ставролит частично, а в некоторых порфиробластах полностью замещен слюдой. Падение сланцев к ЮВ под углом 40°.
	40	Серые мелкопризматические ставролито-кианитовые сланцы. Ставролит и кианит не ориентированы.
	125	Серые ставролито-кианитовые сланцы с мелкими снопиками кианита. В породе присутствует плагиоклаз. Отчетливо выражена слоистость, обусловленная наличием обогащенных и бедных кианитом слоев.
		Контактный сланец, сильно ослюденелый, светлый, с кианитом в виде крупных идиоморфных кристаллов.
	30	Почти мономинеральный крупнозернистый массивный амфиболит. В зонах контактов полевошпатовый.
	66	Слюдяной серый сланец со сноповидным кианитом. Ставролит призматический.
	100	Черные тонкозернистые сланцы с большим содержанием кианита.
	48	Темные со светлыми линзообразными кварцевыми участками сланцы с волокнистым кианитом. Кианита немного. Присутствует в породе ставролит. Сланцы слегка сплоены.
	38	Темно-серые ставролито-кианитовые сланцы с мелкоигольчатым кианитом. В породе присутствуют пластинчатые выделения ильменита.
		Слюдяные серые сланцы со ставролитом. Кианит почти отсутствует.
В	250	Мусковитовый кварцит светло-серый, неравномернозернистый. Текстура массивная.
Г	60	Порфиробластический плагиоклазо-ставролитовый сланец.
	625	Полевошпатовый амфиболит.
	60	Порфиробластический плагиоклазо-ставролитовый сланец.
В	450	Мусковитовый кварцит. Падение к СВ под углом 70°.
Г	350	Светло-серый порфиробластический плагиоклазо-ставролитовый сланец.
В	175	Мусковитовый кварцит — светлый, неравномернозернистый, с зернами гравелистого кварца до 2 мм в поперечнике.

Таблица 6 (*продолжение*)

Почка	Мощность, в м	Породы
Б	60	Светло-серый слюдяной сланец. Отчетливо выражена сланцеватость. В сланце редкие порфиробласты ставролита.
	89	Серый ставролито-кианитовый сланец, интенсивно сплоенный. Кианит игольчатый. Ставролит расположен цепочками вдоль осей складочек. Сланец богат кианитом.
	23	Светлый слюдяной ставролито-кианитовый порфиробластический сланец с плагиоклазом и массой мелких пластинок ильменита.
	200	Сланцеватый гранатовый амфиболит, мелкозернистый, богат амфиболом. Мощность 6 м. Гранат идиоморфный, размерами до 2—3 мм в поперечнике. Большие скопления граната наблюдаются вдоль трещин. Среднезернистый массивный полевошпатовый амфиболит. Среднезернистый гранатовый амфиболит. Сланцеватая текстура выражена слабо.
	10	Светло-серый слюдяной ставролито-кианитовый сланец со сноповидным кианитом.
	450	Серый ставролито-кианитовый сланец со сноповидным кианитом. Ставролита мало, присутствует ильменит.
	25	Светлый ставролито-кианитовый сланец со сноповидным и призматическим кианитом. В значительной мере ослюденелый. Падение к СЗ под углом 50°.
	300	Крупнозернистый полевошпатовый амфиболит, в контактных зонах гранатовый.
	3	Богатый мусковитом светлый кианитовый сланец. Кианит в виде редких призм, реже снопов.
	70	Темно-серый кианитовый сланец со сноповидным кианитом. Основная ткань участками светлая. Снопы ориентированы под углом к слоистости. В сланцах нижней части пласта четко проявлена слоистость. Кианитовые прослои темно-серые, слюдяно-кварцевые — светло-серые. Падение слоистости к СВ под углом 50°.
	5	Светло-серые слюдяные сланцы с редкими сноповидными выделениями кианита.
А	30	Тонкослоистый серый хлоритовый сланец. В нем наблюдаются прослои и линзы, сложенные слюдой. В породе присутствуют крупные веретеновидные выделения ортита. Между хлоритовыми сланцами и гнейсами в данном разрезе 15 м не обнажено. В трех км восточнее, выше биотитовых гнейсов, обнажены двуслюдяные гранатовые сланцы с крупными (до 1.5 см в поперечнике) порфиробластами граната.
Гнейсы	—	Гнейс биотитовый, плотный, серый, мелкозернистый. Гнейсовидность выражена не отчетливо.

Таблица 7

Литолого-стратиграфические разрезы, составленные по данным профиля *III—III* для северного и южного крыльев Кейвского синклинория

Пачки	Северное крыло		Южное крыло	
	мощность, в м	породы	мощность, в м	породы
Г	50	Светлый порфиробластический плагиоклазо-ставролитовый сланец.		
	18	Полевошпатовый амфиболит.	30	Полевошпатовый амфиболит.
	110	Светлый порфиробластический плагиоклазо-ставролитовый сланец. Серый порфиробластический плагиоклазо-кианито-ставролитовый сланец.	35	Светло-серый порфиробластический плагиоклазо-ставролитовый сланец.
В	28	Мусковитовый кварцит, светло-серый, мелкозернистый.	50	Неравномернозернистый мусковитовый кварцит. Встречаются зерна кварца до 2 мм в поперечнике.
Б	22	Мелкопризматический ставролито-кианитовый светлый сланец.	50	Светло-серый слюдяной сланец с редкими порфиробластами ставролита.
	22	Слюдяной контактный сланец с ильменитом, с порфиробластами кианита и ставролита.		Серый, богатый кианитом сланец с игольчатым кианитом. Содержание ставролита небольшое. Слюдяной порфиробластический ставролито-кианитовый сланец с плагиоклазом.
	17	Гранатовый амфиболит, мелкозернистый, слайцеватый.	30	Сланцеватый гранатоватый амфиболит. Полевошпатовый массивный среднезернистый амфиболит. Гранатовый среднезернистый амфиболит.
	3	Контактный порфиробластический сланец с радиально-лучистыми стяжениями кианита.	—	Светло-серый, сильно слюдяной ставролито-кианитовый сланец со спонодивным кианитом.
	75	Светлый мелкопризматический ставролито-кианитовый сланец.	100	Серый ставролито-кианитовый сланец со спонодивным кианитом.
	50	Параморфический кианитовый сланец. Размер параморфоз колеблется от 1 до 3 см в поперечнике. Параморфозы частично замещены слюдой.	25	Светлый ставролито-кианитовый сланец со спонодивным и призматическим кианитом.

Таблица 7 (*продолжение*)

Пачки	Северное крыло		Южное крыло	
	мощность, в м	породы	мощность, в м	породы
Б			65	Крупнозернистый полевошпатовый амфиболит, в контактах гранатовый.
			40	Сильно слюдяной светлый кианитовый сланец. Темно-серый кианитовый сланец со сноповидным кианитом. Светло-серый слюдяной сланец с редкими сноповидными выделениями кианита.
А	13	Темно-серый ставролито-гранатовый сланец. Темный слюдяной сланец с гранатом и ставролитом. Тонкозернистый мусковитовый сланец с гранатом. Ясно выражена слоистость. Двуслюдяной сланец с гранатом, переходный от гнейсов к сланцам.	15	Тонкосланцеватый серый хлоритовый сланец с прослоями и линзами, сложенными слюдой. В породе присутствует ортит. Двуслюдяной сланец с гранатом.
Гнейсы	—	Серый мелкозернистый гранато-биотитовый гнейс, в контакте очень плотный.	—	Плотный серый мелкозернистый биотитовый гнейс.

Таблица 8

Профиль *IV—IV* (восточное окончание центральных Кейв), породы прослежены вкрест простирания, с севера на юг.

Пачка	Мощность, в м	Породы
Гнейсы	—	Мелкозернистый биотито-гранатовый гнейс.
А	20	Светлый слюдяно-гранатовый сланец постепенно переходит в серый и темно-серый гранатовый сланец.
Б	50	Параморфический кианитовый сланец. Средний размер параморфоз 2 см в поперечнике, но иногда достигают и 5 см. В верхней части сноповидный ставролито-кианитовый сланец с редкими параморфозами.

Таблица 8 (*продолжение*)

Пачка	Мощность, в м	Породы
В	3	Мусковитовый кварцит.
Г	10	Сланцеватый гранатовый амфиболит.
	30	Серый порфиробластический плагиоклазо-ставролитовый сланец. Кварцевая жила.
	10	Сланцеватый гранатовый амфиболит.
	35	Кварцевая жила. Серый порфиробластический плагиоклазо-ставролитовый сланец.
Д	175	Кварцевая жила. Двуслюдяной сланец.
	50	Мелкозернистый амфиболит, частично ослюденелый.
	40	Серый порфиробластический сланец со ставролитом и гранатом. Слюда представлена биотитом и мусковитом.
	10	Мелкозернистый полевошпатовый амфиболит.
	400 250	Серый двуслюдяной порфиробластический ставролитовый сланец. Серый двуслюдяной порфиробластический сланец со ставролитом и гранатом. Кварцевая жила.
	75	Полевошпатовый амфиболит, среднезернистый.
	160	Двуслюдяной сланец, отчетливо сланцеватый. Слюда ориентирована по падению.
Г	650	Серый порфиробластический плагиоклазо-ставролитовый сланец с гранатом в зоне контакта. Серый плагиоклазо-ставролитовый порфиробластический сланец, участками с ильменитом и кианитом. Порфиробластический кианито-ставролитовый сланец. Падение к СЗ под углом 25°.

Таблица 8 (*продолжение*)

Пачка	Мощность, в м	Породы
Г	10	Гранатовый амфиболит.
В	2	Слоистый мусковитовый кварцит, серый, вблизи контакта с биотитом.
Б	10	Гранатовый амфиболит.
	16	Серый порфиробластический ставролитовый сланец с полевошпатовой основной тканью.
	28	Серый слюдяной порфиробластический ставролито-кианитовый сланец с редкими кристаллами кианита и ставролита. Падение к СВ под углом 30°.
	500	Серый сноповидно-волокнистый ставролито-кианитовый сланец. Кварцевая жила.
	11	Гранатовый амфиболит. Падение к СЗ под углом 45°.
	100	Ставролито-кианитовый сноповидно-волокнистый и радиально-лучистый сланец. Окварцованный кианитовый сланец, бедный кианитом. Черный кианитовый сноповидно-волокнистый сланец, богатый кианитом. В нем также встречаются редкие конкреционные и параморфические выделения кианита. Осветленный кианитовый сланец со слюдяной основной массой. Кианит сноповидно-волокнистый.
	11	Гранатовый амфиболит, участками полевошпатовый.
А	3.3	Амфиболо-гранатовый роговик.
	10	Темный, почти однородный кварцево-гранатовый сланец с крупным гранатом. Светлый гранато-мусковитовый сланец.
Гнейсы	—	Гнейсы биотитовые плотные с гранатом. Падение к СЗ под углом 40°.

Таблица 9

Литолого-стратиграфические разрезы, составленные по данным профиля *IV—IV* для северного и южного крыльев Кейвского синклинория

Пачка	Северное крыло		Южное крыло	
	мощность, в м	породы	мощность, в м	породы
Д	75	Серый двуслюдяной порфиробластический ставролитовый сланец.	75	Серый двуслюдяной порфиробластический ставролитовый сланец.
	30	Мелкозернистый полевошпатовый амфиболит.	50	Серый двуслюдяной порфиробластический сланец со ставролитом и гранатом.
	40	Серый двуслюдяной порфиробластический сланец со ставролитом, гранатом.		
	50	Мелкозернистый амфиболит, частично ослюденелый.	75	Полевошпатовый среднезернистый амфиболит.
	75	Двуслюдяной сланец.	80	Двуслюдяной сланец.
Г	30	Серый порфиробластический плагиоклазо-ставролитовый сланец.	75	Серый порфиробластический плагиоклазо-ставролитовый сланец.
	8	Сланцеватый гранатовый амфиболит.	8	Гранатовый амфиболит.
В	2.5	Мусковитовый кварцит.	2	Слоистый мусковитовый кварцит.
Б	25	Сноповидный ставролито-кианитовый сланец с редкими параморфозами.	8	Гранатовый амфиболит.
			25	Серый сноповидно-волокнистый ставролито-кианитовый сланец.
	18	Параморфический кианитовый сланец. Средний размер параморфоз 2 см в поперечнике.	10	Полевошпатовый амфиболит.
			20	Черный кианитовый сноповидно-волокнистый сланец, богатый кианитом, с редкими конкреционными и параморфическими стяжениями кианита. Светлый сноповидно-волокнистый кианитовый сланец с ослюденелой основной тканью.
А	18	Светлый и темный гранатовый сланец. Светлый слюдяно-гранатовый сланец.	9	Гранатовый амфиболит, участками полевошпатовый.
			2.5	Амфиболо-гранатовый роговик.
			8	Темный, почти однородный кварцево-гранатовый сланец с крупным гранатом. Светлый гранато-мусковитовый сланец.
Гнейсы	—	Мелкозернистый биотито-гранатовый гнейс.	—	Гнейс биотитовый, плотный, с гранатом.

Таблица 10

Профиль *V—V* (восточные Кейвы), породы прослежены вкрест простирания, с севера на юг.

Пачка	Мощность, в м	Породы
Гнейсы	—	Гранато-биотитовый гнейс.
А	25	Слюдяно-гранатовый сланец, богатый гранатом. Гранат в отдельных участках достигает размера 4—5 см в поперечнике.
		Кварцево-гранатовый сланец. Тонкозернистая серая основная ткань породы состоит из кварца. Падение к СВ под углом 80°.
Б	50	Серый кианитовый сланец со сноповидно-лучистыми агрегатами кианита и с раздробленными параморфозами, частью обогащенный мусковитом.
		Параморфический кианитовый сланец с темно-серой слоистой основной тканью, сложенной преимущественно кварцем. Параморфозы крупные, до 5 см в поперечнике. Присутствуют в породе также уплощенные конкреционные стяжения кианита.
	125	Серый слюдяно-ставролито-кианитовый сланец с темными порфиробластами плагиоклаза.
	20	Полевошпатовый амфиболит.
	30	Слюдяно-плагиоклазовый сланец.
Д	40	Светло-серый двуслюдяной сланец с порфиробластами ставролита. Кварц основной ткани гравелистый, неравномернозернистый.
	12	Сланцеватый амфиболит с тонкоигольчатым амфиболом, присутствуют идиобласты граната.
		Контактный амфиболовый роговик.
	60	Серый двуслюдяной порфиробластический ставролитовый сланец.
	20	Сланцеватый полевошпатовый амфиболит.
	200	Светлый двуслюдяной сланец с порфиробластами ставролита.
	30	Полевошпатовый амфиболит.
	50	Светлый двуслюдяной сланец с порфиробластами ставролита, чередуется с двуслюдяными сланцами.
	75	Серый слюдяно-гранатовый сланец, слегка сплоенный. Гранат в виде мелких идиоморфных зерен. Биотит в породе не ориентирован.
	125	Светлый двуслюдяной сланец с порфиробластами ставролита.
	30	Полевошпатовый амфиболит.
	350	Двуслюдяной сланец с порфиробластами ставролита.
	75	Полевошпатовый амфиболит с лейстовидными вкрапленниками плагиоклаза. В краевых частях вкрапленники ориентированы параллельно контакту, в центральной части расположены беспорядочно. Основная ткань амфиболита мелкозернистая. Лейсты плагиоклаза длиной до 2.5 см.
	200	Серый двуслюдяной сланец с порфиробластами ставролита.

Таблица 10 (*продолжение*)

Пачка	Мощность, в м	Породы
	75 150	Слюдяной ставролито-гранатовый сланец. Серый двуслюдяной сланец с порфиробластами ставролита.
	275	Полевошпатовый амфиболит.
	125	В контакте гранато-амфиболовый роговик. Серый двуслюдяной гнейсо-сланец с порфиробластами ставролита и мелким идиоморфным гранатом. Отчетливо гнейсовидный, мелкозернистый. Кварцевая жила.
	30	Полевошпатовый амфиболит.
	75	В контактах возможны кварцевые жилы, так как во множестве присутствуют глыбы кварца и гранато-амфиболовый роговик. Серый слюдяной сланец с порфиробластами ставролита. Основная ткань мелкозернистая, кварцево-мусковитовая, отчетливо слоистоя. Биотит в виде крупных, до 1.5 см в поперечнике, пачек, не ориентирован. Ставролит в виде крупных идиобласт.
	250	Амфиболит в контактных зонах мелкозернистый, в центральной части средне- и крупнозернистый. Порода массивная, преимущественно меланократовая. Содержание плагиоклаза небольшое.
	600	Сланцы в контакте превращены в гранато-амфиболовый роговик. Светлый двуслюдяной сланец. Содержание слюды незначительное. Кварц гравелистый. Размер зерен его колеблется от 1 до 3 мм в поперечнике. Для пород очень характерна глыбовая форма выветривания, подобная гнейсам. Падение сланцеватости к СВ под углом 55°. Контактный гранато-амфиболовый роговик.
	20	Полевошпатовый амфиболит массивный, среднезернистый. Амфибол таблитчатый.
	205	Кварцево-слюдяной сланец.
	12	Амфиболит мелкозернистый. Содержание плагиоклаза очень незначительное.
	40	Двуслюдяной сланец.
	25	Полевошпатовый амфиболит.
	— 34 37 8 100 153 39	Контактный гранато-амфиболовый роговик. Двуслюдяной сланец с порфиробластами ставролита. Биотит в виде пластинок, размером до 1.5 мм. Ставролит крупный, в породе не ориентирован. Падение сланцев к СЗ под углом 60°. Двуслюдяной с гранатом сланец. Серый двуслюдяной сланец с порфиробластами ставролита. Двуслюдяной мелкозернистый сланец. Далее они чередуются с мусковитовыми кварцитами с малым содержанием мусковита и с очень неравномернозернистым гравелистым кварцем. Размер зерен кварца в отдельных прослоях достигает 0.5 см в поперечнике. Серый двуслюдяной сланец с порфиробластами ставролита.

Таблица 10 (*продолжение*)

Пачка	Мощность, в м	Породы
Г	70	Порфиробластический плагиоклазо-кианито-ставролитовый сланец. В зоне перехода светлый, далее темный.
	5	В контакте с амфиболитами светлый порфиробластический сланец со ставролитом и плагиоклазом. Ставролит до 5 см в поперечнике. Много пластинок ильменита.
	220	Мелкозернистый полевошпатовый амфиболит. В контакте рассланцован, биотитизирован.
Б	25	Светлый порфиробластический ставролито-кианитовый сланец.
	175	Серый слюдяно-полевошпатовый сланец. Плагиоклаз в виде очковых выделений.
	50	Светлый порфиробластический ставролито-кианитовый сланец.
	125	Мелкозернистый амфиболит с небольшим содержанием плагиоклаза. В зонах контактов сланцеватый, иногда с идиобластами граната.
	150	Светлые и серые порфиробластические ставролито-кианитовые сланцы. Кианит серый, в виде крупных таблиц.
	20	Массивный амфиболит, сложен спутанно-волокнистым и тонкоигольчатым амфиболом. В нем в виде крупных неориентированных пластин иногда присутствуют биотит и хлорит. В зонах контактов сланцеватый, с идиобластами граната.
	25	Светлый слюдяно-кианитовый контактный сланец с крупными порфиробластами плагиоклаза. Кианит в виде небольших, более или менее идиоморфных кристаллов. В незначительных количествах присутствует очень мелкий ставролит и пластинки биотита.
	35	Полевошпатовый амфиболит, среднезернистый, с редкими идиобластами граната.
	10	Кварцевая жила в контакте.
	265	Серый ставролито-кианитовый сланец, богатый мусковитом, с порфиробластами плагиоклаза.
	10	Полевошпатовый амфиболит, сланцеватый.
	58	Светлый слюдяно-плагиоклазовый контактный сланец с призматическим кианитом. Черный, богатый кианитом сланец со сноповидно-волокнистыми агрегатами кианита. Наблюдается слоистость, обусловленная чередованием слоев, сложенных преимущественно серым зернистым кварцем и кианитом. Сланец частично раздроблен и залечен светлым кварцем. Ближе к границе с пачкой А содержание кианита резко снижается и порода имеет облик темно-серого слюдяно-кварцевого сланца, среднезернистого, сланцеватого. В нем присутствуют редкие очковые выделения плагиоклаза и сноповидные агрегаты кианита.
А	42	Слюдяно-гранатовый сланец, сильно сланцеватый, с большим содержанием граната. Массивная кварцитоподобная порода с редким, очень мелким (1—2 мм) в поперечнике гранатом.
	21	Чередование гнейсов и слюдяно-гранатовых сланцев. Падение слоистости к ЮВ под углом 30°.

Таблица 10 (*продолжение*)

Пачка	Мощность, в м	Породы
Гнейсы	—	Гнейс в контакте как бы ороговикован, очень плотный, мелкозернистый. В породе присутствуют крупные, до 3 см в поперечнике, ксеноморфные и мелкие идиоморфные выделения граната, вокруг которого наблюдается осветление. Далее они переходят в обычные мелкозернистые биотитовые гнейсы.

Таблица 11

Литолого-стратиграфические разрезы, составленные по данным профиля *V—V*, для северного и южного крыльев Кейвского синклинория

Пачка	Северное крыло		Южное крыло	
	мощность, в м	породы	мощность, в м	породы
Д	50	Серый двуслюдяной сланец с порфиробластами ставролита. Контактный амфиболовый роговик.	75	Светлый двуслюдяной сланец. Контактный гранато-амфиболовый роговик.
	12	Сланцеватый амфиболит с тонкоигольчатым амфиболом.	17	Полевошпатовый амфиболит, массивный, среднезернистый, с таблитчатым амфиболом.
			7	Контактный гранато-амфиболовый роговик.
			8	Двуслюдяной сланец с порфиробластами ставролита.
			1	Двуслюдяной с гранатом сланец.
			20	Серые двуслюдяные сланцы с порфиробластами ставролита.
			30	Двуслюдяной мелкозернистый сланец, чередуется с мусковитовыми кварцитами, содержащими неравномернозернистый гравелистый кварц. Размер зерен кварца в отдельных прослоях достигает 0.5 см в поперечнике.
	35	Светло-серый двуслюдяной сланец с порфиробластами ставролита. Кварц основной ткани неравномернозернистый, гравелистый.	8	Серый двуслюдяной сланец с порфиробластами ставролита.
Г	—	Отсутствует.	42	Порфиробластический плагиоклазо-кианито-ставролитовый сланец. В зоне перехода светлый, далее темный.
			2	Ставролито-плагиоклазовый контактный сланец.
			60	Амфиболит мелкозернистый, полевошпатовый, в контактах рассланцован и биотитизирован.

Таблица 11 (*продолжение*)

Пачка	Северное крыло		Южное крыло	
	мощность, в м	породы	мощность, в м	породы
В	—	Отсутствует.		Отсутствует.
Б	30	Серый слюдяно-плагиоклазовый сланец с очковыми выделениями плагиоклаза.	10	Светлый порфиробластический ставролито-кианитовый сланец.
			70	Серый слюдяно-плагиоклазовый сланец, плагиоклаз в виде очковых выделений.
			20	Светлый порфиробластический ставролито-кианитовый сланец.
	15	Полевошпатовый амфиболит.	20	Амфиболит мелкозернистый, с небольшим содержанием плагиоклаза. В зонах контактов сланцеватый, иногда с идиобластами граната.
	30	Серый слюдяно-ставролито-кианитовый сланец с темными очковыми выделениями плагиоклаза.	40	Кварцевая жила. Серый ставролито-кианитовый сланец с очковыми выделениями плагиоклаза.
			8	Сланцеватый полевошпатовый амфиболит.
	25	Параморфический кианитовый сланец. Размер параморфоз до 5 см в поперечнике. Присутствуют уплощенные конкреции.	1	Светло-серый слюдяно-плагиоклазовый контактный сланец.
			20	Черный, богатый кианитом сланец, с крупными сноповидно-волокнистыми агрегатами кианита. Видна слоистость. Ближе к границе со сланцами пачки А содержание кианита резко снижается.
		Серый кианитовый сланец со сноповидно-лучистыми агрегатами кианита и с раздробленными параморфозами.		Темно-серый слюдяно-кварцевый сланец с редкими очковыми выделениями плагиоклаза и сноповидными агрегатами кианита.
А	20	Кварцево-гранатовый сланец, гранат крупный, основная ткань серая, тонкозернистая, состоит из кварца.	18	Слюдяно-гранатовый сланец.
		Слюдяно-гранатовый сланец с крупным, до 4—5 см в поперечнике, гранатом.		Массивная кварцитоподобная порода. Чередование гнейсов и слюдяно-гранатовых сланцев.
Гнейсы	—	Гранато-биотитовый гнейс.	—	Гнейс, в контакте очень плотный, мелкозернистый.

Таблица 12

Профиль *VI—VI* (восточное окончание свиты Кейв), породы прослежены вкрест простирания, с севера на юг.

Пачка	Мощность, в м	Породы
Гнейсы	—	Биотито-гранатовый гнейс с мелкой кварцевой галькой. Тонкозернистые биотитовые гнейсы.
А	20	Кварцево-слюдяно-хлоритовый сланец с темными, богатыми углеродистым веществом прослоями. Падение слоистости на СВ под углом 35°. Мусковито-гранатовый сланец. Кварцево-мусковито-ставролитовый сланец.
Б	20	Черный кварцево-мусковито-кианитовый сланец. Кианит сноповидный. Он сменяется серым мусковитовым сланцем с порфиробластами темного плагиоклаза. Падение пород к СВ под углом 45°.
	325	Контактный силлиманитсодержащий сланец.
	50	Полевошпатовый амфиболит.
	—	Контактный силлиманитсодержащий сланец.
	175	Мусковито-плагиоклазовый сланец со ставролитом и кианитом.
	8	Полевошпатовый амфиболит.
	150	Серый слюдяной сланец с порфиробластами темного плагиоклаза.
Д	250	Слюдяно-гранатовые сланцы, непрерывно следующие на протяжении 250 м. В отдельных прослоях в них наряду с гранатом присутствует и ставролит. На протяжении 10—15 м они переходят в мусковито-кварцевые сланцы. Переход осуществляется через разновидности промежуточного состава с гранатом. Отдельные прослои мусковито-кварцевого сланца содержат крупные порфиробласты ставролита, кианита, а также кварцевую, кварцитовую и слюдяную (аргиллитовую) гальку, крупную и мелкую. Падение слоистости к СВ под углом 50.
	300	Мусковито-кварцевые сланцы. Через разновидности промежуточного состава они переходят в слюдяно-гранатовые сланцы.
	750	Слюдяно-гранатовые сланцы; в них заключены два маломощных тела полевошпатовых амфиболитов.
Б	70	Слюдяные сланцы с крупными идиобластами ставролита и со светлым плагиоклазом.
	480	Серые слюдяно-ставролито-кианитовые сланцы, переполненные крупными порфиробластами темного плагиоклаза. Участками в них наблюдается плойчатость. В отдельных прослоях, ближе к пачке Д, в сланцах появляется ставролит в виде мелких зерен. При этом в прослоях заметно содержание плагиоклаза.
	50	Светлый слюдяно-ставролито-плагиоклазовый сланец.
	25	Черный кианитовый сланец со сноповидно-волокнистыми агрегатами кианита.
	18	Прослой богатого мусковитом сплоенного сланца с черным кианитом.
А	20	Хлорито-гранатовый сланец.
	0.5	Чередование биотитового гнейса и сланца на границе с гнейсами.
Гнейсы	—	Тонкозернистые биотитовые гнейсы.

Таблица 13

Литолого-стратиграфические разрезы, составленные по данным *VI—VI*, для северного и южного крыльев Кейвского синклинория

Пачка	Северное крыло		Южное крыло	
	мощность, в м	породы	мощность, в м	породы
Д	50	Мусковито-кварцевый сланец с прослоями, содержащими крупную и мелкую гальку.	25	Слюдяно-гранатовый сланец.
			9	Полевошпатовый амфиболит.
	50	Слюдяно-гранатовый сланец. В отдельных прослоях присутствует также ставролит.	20	Слюдяно-гранатовый сланец.
			10	Полевошпатовый амфиболит.
			30	Слюдяно-гранатовый сланец.
Б	70	Серый слюдяной сланец с порфиробластами темного плагиоклаза. Контактный силлиманитсодержащий сланец.	45	Серый слюдяно-ставролито-кианитовый сланец, переполненный крупными порфиробластами темного плагиоклаза.
	10	Полевошпатовый амфиболит.		
	—	Контактный силлиманитсодержащий сланец.	5	Светлый слюдяно-ставролито-плагиоклазовый сланец.
	25	Серый слюдяной сланец с порфиробластами темного плагиоклаза.	10	Черный кианитовый сланец со сноповидно-волокнистым кианитом.
	20	Черный кварцево-мусковито-кианитовый сланец со сноповидно-волокнистым кианитом.	5	Богатый мусковитом слоенный сланец с черным сноповидно-волокнистым кианитом.
А	15	Кварцево-мусковито-ставролитовый сланец. Мусковито-гранатовый сланец. Слюдяно-хлоритовый сланец.	15	Хлорито-гранатовый сланец. В контакте чередование биотитового гнейса и сланца.
Гнейсы	—	Тонкозернистый биотитовый гнейс.	—	Тонкозернистый биотитовый гнейс.

нии, залегает пачка А кристаллических сланцев. Обычно переход от гнейсов к сланцам осуществляется на протяжении нескольких метров путем постепенного увеличения содержания в гнейсе граната и слюд и появления углеродистого вещества (графитоида), придающего породам темную окраску.

Пачка А представлена светлыми, серыми или черными (углеродистыми) ставролито-гранатовыми, слюдяно-гранатовыми, мусковитовыми или хлоритовыми сланцами, слагающими соответствующие пласты. Суммарная мощность сланцев пачки А колеблется в пределах от 5—10 до 20—30 м. По простиранию наблюдается изменение мощности, выклинивание и появление вновь отдельных пластов, но в целом пачка на всем протяжении Кейв нигде не прерывается.

Выше по разрезу следует пачка Б, в составе пород которой существенная роль принадлежит кианиту, в западных Кейвах — силлиманиту. Пачка Б также подразделяется на пласты. Нижний пласт пачки Б является переходным от пачки А и сложен слюдяно-кианитовыми сланцами с невысоким содержанием кианита. Выше лежит пласт существенно кианитовых сланцев, имеющих черный цвет вследствие повышенного содержания в них углеродистого вещества. По текстурно-морфологическим особенностям кианитовые сланцы данного пласта весьма разнообразны. Главными текстурно-морфологическими типами сланцев являются параморфические сланцы, в которых кианит образует параморфозы по призматическим кристаллам хиастолита, размерами от микроскопических до гигантских; конкреционные, в которых тонковолокнистые, фибролитовые агрегаты кианита образуют круглые или эллипсоидальные конкреционные стяжения; агрегатно-волокнистые, в которых шестоватые или волокнистые кристаллы кианита собраны в различно ориентированные в породе параллельные, сноповидные или радиально-лучистые агрегаты.

На кианитовых сланцах лежит пласт, отличающийся от них несколько пониженным содержанием кианита, присутствием в заметных количествах ставролита и плагиоклаза (содержание последнего особенно возрастает в восточной части Кейв) и более грубозернистым сложением основной слюдяно-кварцевой ткани. Вверх по разрезу наблюдается постепенное увеличение содержания ставролита и слюды. В некоторых участках среди ставролито-кианитовых сланцев появляется второй пласт богатых кианитом сланцев.

Суммарная мощность сланцев пачки Б составляет 25—325 м.

Далее следует пачка В мусковитовых кварцитов, местами обуглероженных, в основной же массе светлых, сложенных грубозернистым кварцем с более или менее значительной примесью чешуйчатого мусковита. Мощность кварцитов колеблется преимущественно в пределах от 0 до 60 м, редко достигая 130 м.

На кварцитах залегают ставролитовые порфиробластические сланцы пачки Г, максимальная мощность которых равна 250 м.

Выше ставролитовых сланцев лежат существенно слюдяно-кварцевые сланцы пачки Д. Среди них выделяются пласты мусковито-кварцевых сланцев, мусковито-кварцевых сланцев с кианитом и ставролитом, двуслюдяных сланцев, двуслюдяных ставролит- и гранатсодержащих сланцев, слюдяно-гранатовых и двуслюдяных порфиробластических ставролитовых сланцев. Суммарная их мощность достигает 250 м.

В западной части центральных Кейв стратиграфический разрез дополняется наличием еще двух пачек. Существенно слюдяные сланцы пачки Д сменяются здесь карбонатными породами пачки Е. Нижний пласт пачки Е сложен аркозовыми и доломитизированными песчаниками, среди которых встречаются прослои доломита. Верхний пласт сложен песчаниками. Мощность пачки Е составляет 40—100 м. Выше следует пестрая по составу пачка Ж, представленная гранато-ставролито-биотитовыми сланцами, кварцито-гнейсами, двуслюдяными сланцами. Суммарная видимая мощность их около 70 м, покрывающие осадочно-метаморфические породы эродированы.

Сводная литолого-стратиграфическая колонка свиты кейв представлена на рис. 24.

Остановимся на рассмотрении взаимоотношений и поведения выделенных членов стратиграфического разреза.

Горизонт гнейсов. Гнейсы, занимая более низкое стратиграфическое положение по отношению к свите кристаллических сланцев Кейв, оконтуривают ее со всех сторон. С севера полоса гнейсов имеет ширину от 2 до 10 км, в южной части Кейвского синклинория ширина

ее достигает 55 км. В центральной части Кейв в участке долины верховьев ручьев Семужьего и Поповского, а также в районе верховьев р. Югонька гнейсы глубоко вдаются в сланцы. Такое их поведение объясняется наличием в этих участках эродированных антиклинальных складок. Гнейсы имеют разнообразный состав и представлены биотитовыми, гранато-биотитовыми и амфиболовыми разновидностями.

В отношении гнейсов до последнего времени оставались недостаточно выясненными следующие вопросы: о подстилающих гнейсы породах, о природе гнейсов и о взаимоотношении гнейсов и сланцев.

Обсуждая вопрос о возможных возрастных соотношениях свиты кейв с гранитами северной зоны, Л. Я. Харитонов (1940) указывал, что между олигоклазовыми гранито-гнейсами I группы и микроклиновыми гранитами II группы существуют разделяющие их основные породы. Микроклиновые граниты, распространенные к северу и северо-востоку от свиты кейв, не являются самыми древними, так как они включают ксенолиты амфиболитов и габбро-амфиболитов и мигматизируют олигоклазовые гранито-гнейсы, которые имеют ограниченное распространение и не могут быть выделены на карте.

Широкая мигматизация микроклиновым гранитом более древних олигоклазовых гранитов и гранодиоритов с образованием порфировидных микроклиновых гранитов в виде широких зон в северной части восточных Кейв имела место после образования гнейсовой формации, поскольку гнейсы Кейв микроклинизированы и заключены внутри мигматитов. Свита кейв должна быть отнесена к верхнему архею, если эти микроклиновые граниты относить ко II группе. Однако в поздних работах Л. Я. Харитонов (1957, 1960), отнеся свиту кейв к протерозойским образованиям, был вынужден признать более древний по отношению к осадконакоплению возраст гранитов II группы.

Олигоклазовые (I группы) и микроклиновые граниты (II группы) считали более древними, чем свита кейв, также П. В. Соколов (1940) и А. А. Полканов (1936). Непосредственных стратиграфических контактов гнейсов с подстилающими породами найдено не было, что препятствовало окончательному решению вопроса о взаимоотношениях свиты кейв с более древними породами.

В 1957 г. И. В. Бельковым и И. Д. Батиевой изучались взаимоотношения кейвских гнейсов с подстилающими породами архея в районе оз. Ефимозеро на западных Кейвах. При этом южнее озера на западном склоне горы Иннпорь

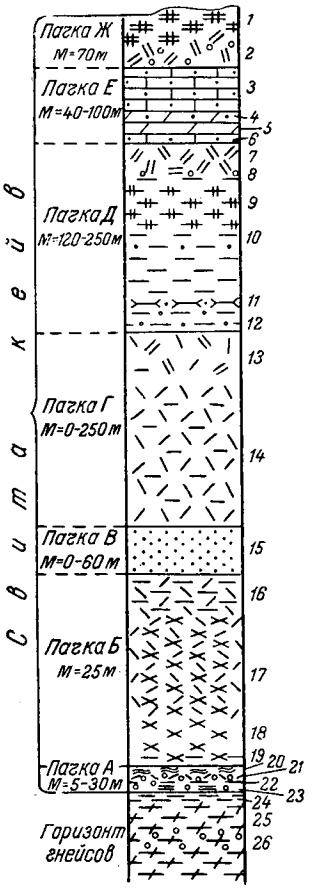


Рис. 24. Сводная литолого-стратиграфическая колонка свиты кейв.

1 — слюдяные гнейсы, кварцито-гнейсы; *2* — гранато-ставролито-биотитовые сланцы; *3* — песчаники, скарны; *4* — доломитизированные песчаники; *5* — доломиты; *6* — аркозовые песчаники; *7* — двуслюдяные порфиробластические ставролитовые сланцы; *8* — слюдяно-гранатовые сланцы; *9* — двуслюдяные ставролит- и гранатсодержащие сланцы; *10* — двуслюдяные сланцы; *11* — мусковито-кварцевые сланцы со ставролитом и кианитом; *12*—мусковито-кварцевые сланцы; *13* — порфиробластические плагиоклазо-кианито-ставролитовые сланцы; *14* — порфиробластические плагиоклазо-ставролитовые сланцы; *15* — мусковитовые кварциты; *16* — слюдяно-ставролито-кианитовые сланцы; *17* — ставролито-кианитовые сланцы; *18* — кианитовые сланцы; *19* — слюдяно-кианитовые сланцы; *20* — хлоритовые сланцы; *21* — ставролито-гранатовые сланцы, гранатиты; *22* — мусковито-гранатовые сланцы; *23* — мусковито-биотито-гранатовые сланцы; *24* — тонкозернистые биотитовые гнейсы; *25* — биотитовые гнейсы; *26* — биотитовые гнейсы с галькой кварца, кварцита.

были обнаружены в основании гнейсовой толщи конгломераты с галькой гранодиорита, лежащие непосредственно на плагиогранитах и гранодиоритах (Батиева, Бельков, 1958).

В изученном участке конгломераты прослежены в коренных обнажениях на расстоянии 50—75 м вкрест простирания от контакта и на 200 м по простиранию контакта в виде отдельных разобщенных выходов.

Стратиграфически выше конгломератов залегают типичные биотитовые гнейсы с редкой галькой кварца, переходящие в гранато-биотитовые гнейсы, то более грубозернистые, то мелкозернистые, однородные по составу, с намечающейся слабо выраженной слоистостью. Грубозернистые

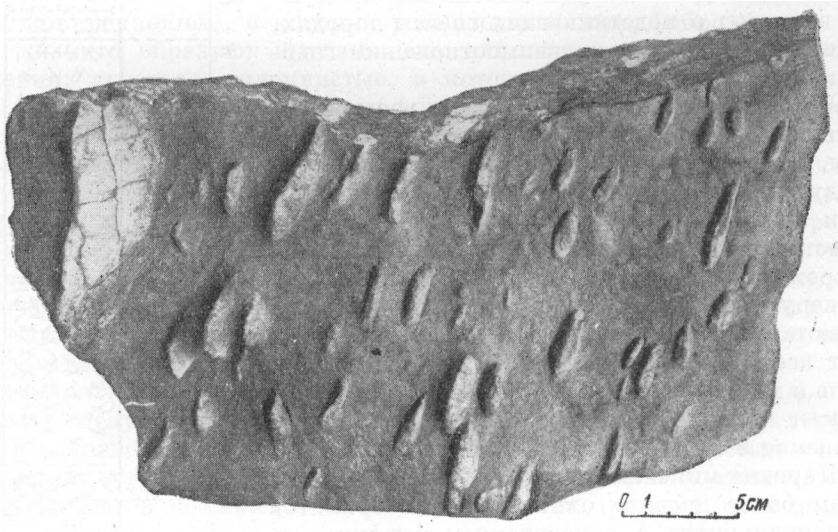


Рис. 25. Гнейс с эллипсоидальной кварцевой галькой.

прослои в гнейсах, как правило, обогащены биотитом, а также содержат кальцит и иногда мелкую кварцевую гальку.

Обнаружение базальных конгломератов в основании горизонта кейвских гнейсов, как было отмечено ранее, послужило для нас одним из фактов, обусловивших необходимость отнесения кейвской серии к верхнеархейским образованиям.

Вопрос о природе гнейсов, подстилающих свиту кейв, до последнего времени не был разрешен однозначно. П. В. Соколов (1940) и Л. Я. Харитонов (1940) указывают на их происхождение за счет осадочного субстрата песчано-глинистого состава — аркозовых и частью глинистых песчаников. П. В. Соколов отмечает, что обычно в гнейсах не сохраняется признаков первичных структур, хотя в некоторых разновидностях гнейсов реликтовые кластические структуры наблюдались Л. Я. Харитоновым и другими исследователями.

П. В. Соколов приводит мнение Ю. С. Неуструева и С. М. Гнесина о том, что однородность состава гнейсов, отсутствие тонкополосчатых разновидностей и отчетливых реликтовых структур не позволяют рассматривать гнейсы как метаморфизованные осадочные породы, а могут служить указанием на их образование за счет кислых эффузивов, встреченных среди них.

Ближайшее изучение гнейсов не позволяет согласиться с предположением о происхождении гнейсов за счет метаморфизованных кислых эффузивов, а также и с мнением П. В. Соколова относительно плохой сохранности

в гнейсах признаков первичных осадочных структур. В гнейсах, подстилающих свиту кейв, довольно часто встречаются линзы и прослои, содержащие мелкую и крупную гальку. Так, прослои галечников в гнейсах были встречены в районе к северу от тундры Тавурта, в тундре Магазин-Мусюр, к востоку от тундры Карманюку, к северу от тундры Кырпуайв, к востоку от тундры Колокольной, по р. Югонька близ южного контакта гнейсов со сланцами, по р. Ача, по ручью Коловайскому и в ряде других участков.

Наиболее обычными являются гальки кварца и гранодиорита эллипсоидальной формы, размером преимущественно в 1—2 см по длинной оси (рис. 25). Изредка в гнейсах встречаются более крупные одиночные гальки и валуны размерами до 30 см в поперечнике.

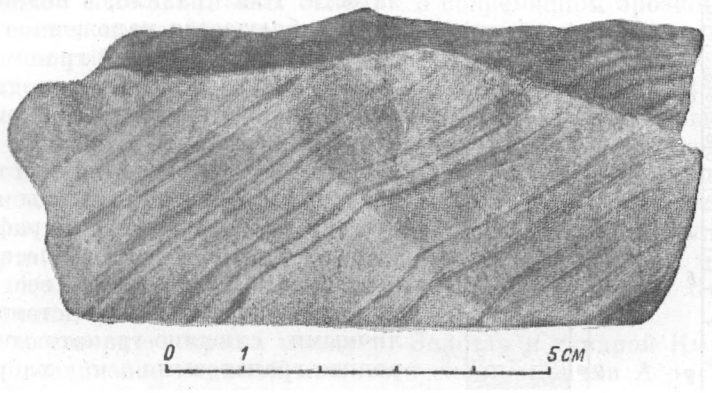


Рис. 26. Гнейс с отчетливо выраженной слоистостью.

В результате процессов метаморфизма и складчатости гальки нередко претерпевают значительные изменения и деформацию: линейное растяжение, раздробление, перетирание, замещение кварца кальцитом и т. п. В отдельных участках гнейсов, особенно вблизи границы со сланцами, отчетливо проявляется слоистость, иногда с косыми сериями слоев (рис. 26). Присутствие в гнейсах гальки, валунов и сохранность в ряде случаев первичной слоистости достаточно убедительно свидетельствуют об их седиментогенном происхождении и кластической природе.

Большинство исследователей Кейв (П. В. Соколов, Л. Я. Харитонов, Н. А. Кумари и др.) признают согласное залегание сланцев на гнейсах и возникновение этих пород в процессе одного седиментационного цикла, хотя непосредственные границы гнейсов и сланцев фиксировались как единичные случаи (Харитонов, 1940).

В процессе картирования свиты кейв непосредственная граница гнейсов со сланцами нами прослеживалась неоднократно по непрерывным обнажениям как в северном, так и в южном крыле Кейвского синклинория. Переход гнейсов в сланцы обычно осуществляется постепенно. В гнейсах близ границы со сланцами (в 15—30 м) иногда появляются гальки кварца или гальки, по составу близкие самим гнейсам. В пограничной со сланцами зоне гнейсы обычно становятся тонкозернистыми, плотными. Иногда в них отчетливо выражена слоистость с почти параллельными или косыми сериями слоев.

Наиболее типичный переход от гнейсов к сланцам пачки А характеризуется обогащением гнейсов кварцем, светлой слюдой и гранатом. Обогащение происходит постепенно, но на небольшом интервале — порядка 1—2 м, реже больше.

На границе гнейсов со сланцами наблюдается также чередование тонких полос, мощностью в несколько сантиметров или десятков сантиметров, сложенных гнейсами, кварцево-мусковитовыми сланцами и кварцитами.

Нередко на границе со сланцами гнейс переходит в существенно кварцево-полевошпатовую породу, не содержащую цветных минералов, или с небольшим содержанием мусковита. Наиболее типичные постепенные переходы гнейсов в сланцы иллюстрируются рис. 27.

Резкие границы между гнейсами и сланцами пачки А наблюдаются лишь в участках, где по граничащей зоне произошли подвижки в результате складчатости. Как правило, в подобных случаях наблюдается наложенное окварцевание или эпидотизация граничащих пород. К участкам с резкими тектоническими контактами часто приурочены кварцевые жилы.

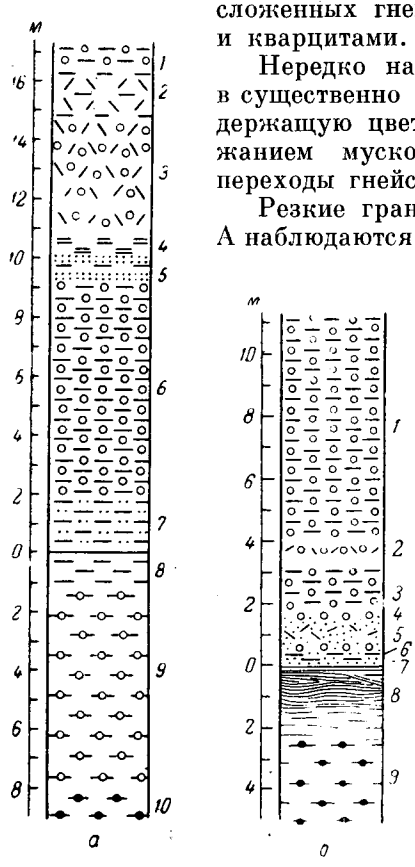


Рис. 27. Литологические колонки через пограничную зону между гнейсами и сланцами пачки А (составил И. В. Бельков).

а — через южное крыло восточного окончания Кейв: *1* — мусковито-гранатовый сланец; *2* — слюдяно-ставролитовый сланец; *3* — серый слюдяно-гранато-ставролитовый сланец; *4* — тонкозернистый гнейс; *5* — переслаивание мусковито-гранатового сланца с кварцитом; *6* — мусковито-гранатовый сланец; *7* — светлая кварцево-полевошпатовая порода; *8* — тонкозернистый биотитовый гнейс; *9* — светлый, обогащенный гранатом гнейс; *10* — гранато-биотитовый гнейс; *б* — северное крыло Кейвского синклинория по р. Аче: *1* — светлый мусковито-гранатовый сланец; *2* — серый ставролито-гранатовый сланец; *3* — черный мусковито-гранатовый сланец; *4* — кварцит с гранатом; *5* — светлый кварцево-ставролитовый сланец; *6* — кварцит; *7* — переходная порода от гнейса к кварциту; *8* — биотитовый гнейс с косой слоистостью; *9* — гранато-биотитовый гнейс.

П а ч к а А (существенно ставролит-гранатовые сланцы). Сланцы пачки А, залегая в основании стратиграфического разреза свиты кристаллических сланцев, окаймляют в плане все складчатые структуры. Они представлены различными слюдяно-гранатовыми, ставролито-гранатовыми и хлоритовыми разновидностями, которые при небольшой мощности (1—5 м, реже — больше) широко распространены в горизонтальном направлении и могут быть выделены как пласты.

Ставролит и гранат являются наиболее типичными минералами для сланцев пачки А, благодаря чему и сама пачка рассматривается как пачка существенно ставролито-гранатовых сланцев.

Наиболее полный обобщенный разрез пачки А начинается сланцами с варьирующим содержанием слюд и граната (биотито-мусковито-гранатовые и мусковито-гранатовые разновидности). Стратиграфически выше они обычно сменяются ставролито-гранатовыми сланцами, с пониженным содержанием слюд и обогащенных кварцем. Среди ставролито-гранатовых сланцев по окраске, в зависимости от содержания углеродистого вещества, различаются черные, серые и светлые. Преимущественно распространены светлые и серые разновидности этого типа. Темные сланцы преобладают в северном крыле синклинория.

Выше ставролито-гранатовых сланцев могут залегать хлоритовые и мусковитовые сланцы, иногда содержащие ставролит или гранат. Ближе к границе с кианитовыми сланцами в них появляются радиально-лучистые

или призматические агрегаты кианита. Хлоритовые сланцы по простиранию и вкрест простирания сменяются слюдяно-кварцевыми грубозернистыми или тонкозернистыми филлитоподобными сланцами, иногда с очень хорошо выраженной слоистостью. Отдельные пласты перечисленных разновидностей сланцев пачки А в разрезе могут выпадать или сменяться по простиранию другими.

В целом пачка А, несмотря на литологическую пестроту, является очень устойчивой и прослеживается на всем протяжении свиты как в северном, так и в южном крыле Кейвского синклинория.

В некоторых участках северного крыла наблюдается повторение выходов сланцев пачки А, что обусловлено присутствием изоклинальных складок. При крутом опрокинутом положении северного крыла и наличии сильно сжатых изоклинальных складок в современном эрозионном срезе полосы сланцев пачки А среди кианитовых сланцев протягиваются на большие расстояния.

Так, вдоль северных склонов тундр Песцовая Кейва, Воргельурта и Тавурта сланцы пачки А повторяются дважды, а вблизи возвышенности Северная Базисная — даже трижды, с выходами гнейсов между ними. При этом в замках антиклинальных складок гранатсодержащие сланцы пачки А испытывают перекристаллизацию и метасоматоз, вплоть до преобразования в гранатит, как это имеет место в западной части тундры Воргельурта, на западных Кейвах. Полоса сланцев пачки А появляется вторично на протяжении 250 м на участке между тундрами Кыкманюку и Безымянная.

В районе северного крыла между р. Золотая и тундрой Кырвшей наблюдается увеличение видимой мощности сланцев пачки А до 250 м при падении СВ под углом 40°. Увеличение видимой мощности на этом участке связано частью с появлением дополнительной складки, частью за счет истинного увеличения мощности пачки. Для этого участка свойственно высокое развитие светлых мусковитовых сланцев, которые в отдельных прослоях переходят в типичные кварциты. В гнейсах, подстилающих сланцы пачки А, иногда встречается в изобилии кварцевая галька.

На тундре Манюк сланцы пачки А, помимо их обычного положения по контакту с гнейсами, обнажаются полосой среди кианитовых сланцев, указывая тем самым на наличие небольшой антиклинальной складки.

Как истинная, так и видимая мощность сланцев пачки А в северном крыле синклинория (вследствие его крутого залегания) меняется очень мало, преимущественно в пределах 10—25 м.

В южном крыле синклинория сланцы пачки А следуют по границе с гнейсами в виде одной полосы с пологим падением С под углами 30—40°. Видимая их мощность значительно возрастает при выполаживании углов падения пластов, но истинная мощность пачки А меняется сравнительно мало — от 5 до 25 м, что не связано с тектоникой, а зависит от изменения мощности и полноты разреза первично отлагавшихся осадков.

П а ч к а Б (существенно кианитовые сланцы). К пачке Б относятся обычно темные обуглероженные сланцы, богатые кианитом. По составу и морфологическим типам кианита среди этих сланцев выделяются параморфические (с параморфозами кианита по хиастолиту), конкреционные, агрегатно-волокнистые (сноповидные, волокнистые, радиально-волокнистые), радиально-лучистые, призматически-зернистые, порфиробластические кианитовые и ставролито-кианитовые сланцы. Кроме петрографических разновидностей сланцев, в которых кианит представлен каким-либо одним морфологическим типом, очень часто встречаются разновидности, где кианит присутствует одновременно в двух, а иногда и трех различных формах выделения.

Помимо кианитовых сланцев, к этой же пачке относятся силлиманитовые и слюдяно-плагиоклазовые сланцы с кианитом и ставролитом. Последние особенно широко развиты в восточной части Кейв, свидетельствуя о своеобразном режиме осадконакопления в этом районе, отличном от режима центральных Кейв. Развитие же силлиманитовых сланцев на месте кианитовых обусловлено дополнительным метаморфизмом последних под воздействием интрузии щелочных гранитов.

По содержанию кианита в породах пачки Б в подавляющем большинстве случаев наблюдается следующая закономерность.

Самая нижняя часть пачки, мощностью иногда до 5—8 м, сложена переходными филлитоподобными сланцами с редкими выделениями кианита. Выше они сменяются пластом (нижним) богатых кианитом сланцев. Переход этот осуществляется через слоистые сланцы, в которых наблюдается чередование кварцево-мусковитовых и кианитовых слоев, причем кианитовые слои темные вследствие запыленности углеродистым веществом, а кварцево-мусковитовые — светлые. Слоистые сланцы переходят в богатые кианитом сланцы со средним содержанием кианита около 40% и ставролита 0.1—0.5%.

Мощность нижнего пласта кианитовых сланцев колеблется от 10 до 100 м, обычно в более узких пределах — от 25 до 80 м. Выше они постепенно обедняются кианитом и одновременно обогащаются ставролитом и плагиоклазом, а также мусковитом.

В типичных ставролито-кианитовых сланцах содержание кианита составляет 20—30%, ставролита 3—15%. В восточных и местами в центральных Кейвах развиты другие разновидности этих сланцев — с преобладающей ролью плагиоклаза и мусковита и резко подчиненным значением кианита и ставролита.

Мощность пласта ставролито-кианитовых (и слюдяно-плагиоклазовых) сланцев находится в пределах 50—250 м. Однако в ряде участков, особенно в южном крыле Кейвского синклинория, среди этого мощного пласта ставролито-кианитовых сланцев выделяется второй пласт богатых кианитом сланцев, близких по составу сланцам нижнего пласта, от которых они отличаются лишь несколько повышенным содержанием ставролита. В этих случаях пласт ставролито-кианитовых сланцев может быть подразделен, в свою очередь, на 3 части, или на 3 самостоятельных пласта.

Таким образом, полный стратиграфический разрез пачки Б будет включать пласт переходных (от пачки А) филлитоподобных кианито-кварцево-слюдяных сланцев мощностью 5—8; нижний пласт кианитовых сланцев мощностью 25—100 м; нижний пласт ставролито-кианитовых, или слюдяно-плагиоклазовых (преимущественно в восточных Кейвах), сланцев; второй пласт кианитовых сланцев мощностью от 0 до 150 м; верхний пласт ставролито-кианитовых, или слюдяно-плагиоклазовых, сланцев. Как было отмечено, суммарная мощность всех ставролито-кианитовых (и слюдяно-плагиоклазовых) сланцев составляет 50—250 м. Мощность же всей пачки колеблется в пределах от 25 до 325 м.

Среди многочисленных петрографических разновидностей сланцев пачки Б в северном крыле Кейвского синклинория преимущественно распространены параморфические и конкреционно-параморфические кианитовые и ставролито-кианитовые сланцы. Пачка Б южного крыла представлена в основном сноповидно-волокнистыми и волокнистыми сланцами, среди которых лишь в редких случаях встречаются другие разновидности. В частности, конкреционно-параморфические сланцы находятся на тундре Шуурурта и к востоку от нее. На южном склоне тундры Нусса нередки параморфические сланцы. Наконец, немногочисленные кианитовые параморфозы и их реликты отмечаются в районе Серповидного хребта

и тундр Червурта и Вальурта в сноповидно-волокнистых кианитовых и ставролито-кианитовых сланцах.

В восточных Кейвах среди пород пачки Б аналогом ставролито-кианитовых сланцев являются слюдяно-плагиоклазовые сланцы. Впервые они появляются на восточном окончании тундры Нусса, в южном крыле, в виде линзы, заключенной между сноповидно-волокнистыми кианитовыми сланцами с параморфозами и сноповидно-волокнистыми ставролито-кианитовыми сланцами. В отчлененной брахисинклинали среднего течения р. Югонька они развиты вдоль всего южного крыла. В восточном окончании свиты кейв слюдяно-плагиоклазовые сланцы играют значительную роль, почти полностью слагая верхнюю часть пачки Б. В центральных Кейвах слюдяно-плагиоклазовые сланцы встречены в виде отдельных прослоев в средней части пачки Б на тундрах Воргельурта и Тавурта.

Силлиманитовые сланцы широко распространены на западных Кейвах. В районе центральных Кейв содержащие силлиманит сланцы развиты локально. Они замещают кианитовые, а также ставролито-кианитовые сланцы в западном окончании Серповидного хребта.

Силлиманито-кианитовые сланцы встречены также на южном и юго-восточном склонах тундры Колокольная. Здесь силлиманит лишь частично развивается на месте кианита, а главным образом он выделяется самостоятельно по плоскостям слоевого кливажа в виде тонких прослоев.

Появление силлиманита в сланцах пачки Б обычно сопровождается их осветлением, связанным с резким уменьшением содержания углеродистого вещества (графитоида).

Таким образом, пачка Б, так же как и пачка А, не прерывается на протяжении Кейв ни разу. Изменения ее истинной мощности по простиранию предопределяются преимущественно изначальными условиями осадконакопления и непостоянством мощности осадков, и лишь в небольшой мере они связаны с тектоникой. В то же время видимая мощность, или ширина выходов сланцев пачки Б на поверхности в современном эрозионном срезе, колеблется в весьма широких пределах: от нескольких десятков метров, до нескольких километров, в зависимости от характера падения пород и проявления различных форм складчатости.

П а ч к а В (мусковитовые кварциты). Мусковитовые кварциты распространены в пределах центральных и западных Кейв. Здесь они непрерывно следуют от района Слюдяных Сопок к востоку, вплоть до тундры Нусса, где происходит их выклинивание. Благодаря своему резкому литологическому отличию от подстилающих ставролито-кианитовых и покрывающих плагиоклазо-кианито-ставролитовых сланцев мусковитовые кварциты выполняют роль маркирующих пород, способствующих расшифровке сложной складчатой структуры Кейв.

По своему литологическому составу мусковитовые кварциты довольно однородны и представляют собой грубозернистые породы, состоящие из 85—90% кварца, 8—12% мусковита и небольшого количества полевых шпатов и других второстепенных и акцессорных минералов.

От подстилающих и покрывающих сланцев пачек Б и Г мусковитовые кварциты обычно отделяются прослоями сланцев промежуточного состава: серыми ставролито-мусковитовыми сланцами, двуслюдяными сланцами и др. Сланцы промежуточного состава имеют мощность от 1—2 м до 10—15 м.

Мусковитовые кварциты непрерывными маломощными полосами обнажены вдоль всего северного и южного крыльев синклинория, преимущественно в западных и центральных Кейвах. Кроме того, они образуют многочисленные дополнительные прерывистые полосы среди вышележащих сланцев пачки Г, указывающие на усложненную складчатую тектониче-

скую структуру отдельных участков. Об этом же свидетельствуют случаи, когда полосы кварцитов расширяются и среди них появляются нижележащие ставролито-кианитовые сланцы пачки Б.

Истинная мощность мусковитовых кварцитов обычно составляет величину 60—70 м. Колебания мощности происходят в пределах от 30 до 130 м, но наблюдаются в ограниченном числе случаев. В восточной части центральных Кейв мусковитовые кварциты выклиниваются. Об их действительном — стратиграфическом выклинивании свидетельствует отсутствие здесь замыкания северной и южной полос кварцитов и налегание плагиоклазо-ставролитовых сланцев пачки Г непосредственно на ставролито-кианитовые сланцы пачки Б. На восточных Кейвах пачка В мусковитовых кварцитов отсутствует и плагиоклазо-ставролитовые сланцы пачки Г рецессивно залегают на ставролито-кианитовых и слюдяно-плагиоклазовых сланцах пачки Б.

П а ч к а Г (преимущественно плагиоклазо-ставролитовые сланцы). Стратиграфически выше мусковитовых кварцитов залегают преимущественно плагиоклазо-ставролитовые порфиробластические сланцы. Среди них распространены, имея подчиненное значение, плагиоклазо-кианито-ставролитовые и силлиманито-ставролито-слюдяные сланцы. Нормальный стратиграфический контакт пачки Г с подстилающими их кварцитами наблюдается в западных и центральных Кейвах, в восточных Кейвах сланцы пачки Г залегают прерывисто, появляясь в виде отдельных пятен, лежащих на ставролито-кианитовых сланцах пачки Б и перекрытых вышележащими слюдяными сланцами пачки Д.

Переход от ставролито-кианитовых сланцев пачки Б к плагиоклазо-ставролитовым сланцам пачки Г постепенен, но осуществляется на коротком интервале в несколько метров. Это обстоятельство наряду с угловым согласием залегания пород свидетельствует о рецессивном налегании пачки Г на породы пачки Б. То же справедливо для случаев, когда из разреза выпадает пачка Г и на породы пачки Б налегает непосредственно пачка Д существенно слюдяно-кварцевых сланцев (такие соотношения характерны для восточного района Кейв и Малых Кейв).

В современном эрозионном срезе сланцы пачки Г распространены очень широко. На западных Кейвах они представлены силлиманито-ставролито-слюдяными сланцами и встречаются вплоть до Слюдяных Сопок. В центральных Кейвах ставролито-кианитовыми сланцами сложены значительные участки в ядрах синклиналей. В западной части центральных Кейв и в восточных Кейвах сланцы пачки Г перекрываются слюдяно-кварцевыми сланцами пачки Д и поэтому обнажаются в виде полос в северном и южном крыльях крупных синклинальных складок.

Полная истинная мощность сланцев пачки Г устанавливается в участках, где они перекрыты сланцами пачки Д. Так, в западной части центральных Кейв мощность их колеблется от 60 до 250 м, уменьшаясь в направлении к западу. В восточных Кейвах их мощность колеблется в пределах от 0 до 200 м.

П а ч к а Д (существенно слюдяно-кварцевые сланцы). Пачка Д представлена разнообразными слюдяно-кварцевыми сланцами, среди которых различаются пласты следующего состава: мусковито-кварцевые, мусковито-кварцевые со ставролитом и кианитом, двуслюдяные, двуслюдяные со ставролитом и гранатом, слюдяно-гранатовые, слюдяные со ставролитом. Состав сланцев пачки Д довольно неустойчив и фациально меняется по направлению с запада на восток. Если на западе преимущественно развиты первые три из названных разновидностей сланцев, то на востоке наиболее широким развитием пользуются остальные разновидности, но также встречаются и те, которые развиты в западной части Кейв.

Сланцы пачки Д в современном эрозионном срезе не образуют непрерывной полосы, а сохранились в ядрах наиболее глубоко погруженных синклиналей: в участке Серповидного хребта и Песцовой Кейвы; от среднего течения р. Золотая до тундры Нусса; к востоку от верховьев ручья Сильева до восточного окончания свиты кейв.

В участке Серповидного хребта и Песцовой Кейвы сланцы пачки Д лежат на порфиробластических плагиоклазо-ставролитовых сланцах пачки Г. Сланцы пачки Д здесь представлены мусковито-кварцевыми, мусковито-кварцевыми со ставролитом и кианитом и двуслюдяными разновидностями. Наиболее обычная последовательность залегания сланцев следующая. На границе с порфиробластическими плагиоклазо-ставролитовыми сланцами пачки Г развиты двуслюдяные сланцы с редкими зернами граната и ставролита. Затем следуют мусковито-кварцевые сланцы. Среди мусковито-кварцевых сланцев в северном крыле встречаются маломощные прослои, содержащие ставролит и кианит. Верхи пачки Д сложены двуслюдяными сланцами. Нужно отметить, что характерной особенностью для этой пачки является наличие большого числа почти мономинеральных кварцевых жил, мощностью до нескольких метров и протяженностью в некоторых случаях до 1 км и более.

Сланцы пачки Д покрываются карбонатными породами пачки Е, поэтому в плане образуют две полосы, смыкающиеся на западе в районе горы Северная базисная и на востоке близ р. Ельйок. Вблизи границы с карбонатными породами двуслюдяные сланцы становятся крупногравелистыми, в них уменьшается содержание биотита.

Истинная мощность сланцев пачки Д для этого участка колеблется от 120 м в южном крыле до 250 м в северном крыле.

После значительного перерыва сланцы пачки Д вновь появляются в среднем течении р. Золотая. Они согласно лежат на порфиробластических плагиоклазо-ставролитовых сланцах пачки Г и протягиваются в виде полосы, резко расширяющейся в участке к югу от тундры Кырвшей и далее протягивающейся до тундры Нусса. Здесь они замыкаются вследствие воздымания оси синклинали.

По составу пачка Д в этом участке представлена двуслюдяными, двуслюдяными ставролит- и гранатсодержащими, двуслюдяными порфиробластическими ставролитовыми сланцами. В низах пачки лежат двуслюдяные сланцы. На границе со сланцами пачки Г они бедны биотитом и по составу близки к мусковито-кварцевым сланцам. В результате складчатости двуслюдяные сланцы в разрезе повторяются неоднократно, обнажаясь в виде пятен и полос, разделенных сланцами пачки Г. В восточной части этой полосы сланцев пачки Д на двуслюдяных сланцах лежат двуслюдяные ставролит- и гранатсодержащие сланцы. Местами выше них лежат двуслюдяные порфиробластические ставролитовые сланцы. Переходы между отдельными пластами внутри пачки постепенные.

Суммарная мощность сланцев пачки Д для этого участка колеблется в пределах 150—200 м.

Наиболее широкое площадное распространение сланцы пачки Д имеют в восточных Кейвах, начиная от верховьев ручья Сильева до пересечения свиты кейв р. Поной. На подстилающих сланцах они лежат рецессивно, перекрывая в западной части порфиробластические сланцы пачки Г, а восточнее местами сланцы пачки Б.

По петрографическому составу сланцы пачки Д в этом участке очень пестрые и представлены мусковито-кварцевыми, двуслюдяными, двуслюдяными ставролит- и гранатсодержащими и двуслюдяными порфиробластическими ставролитовыми сланцами. К низам пачки в западной части этого участка приурочены мусковито-кварцевые сланцы, иногда с грave-

листым кварцем, затем следуют двуслюдяные сланцы, сменяющиеся двуслюдяными сланцами с порфиробластами граната и ставролита.

В восточной части свиты какой-либо определенной закономерности в приуроченности той или иной разновидности к определенной части разреза не наблюдается. При этом внутри пачки наблюдаются переходы одной петрографической разновидности сланцев в другую как снизу вверх, так и по простиранию.

Один из таких переходов был прослежен по непрерывным коренным обнажениям в северном крыле Кейвского синклинория, в 20 км от восточного его замыкания. Здесь, в одном из хорошо обнаженных пластов сланцев, представленных светлыми двуслюдяными разновидностями без граната, по простиранию постепенно, но быстро (на протяжении всего 300 м) наблюдался их переход в порфиробластические слюдяно-ставролитовые сланцы. Переход этот осуществлялся сначала путем появления и увеличения содержания граната, а затем — появления ставролита, содержание которого постепенно увеличивалось при одновременном снижении содержания граната и кварца. Сланцы становились также более темными вследствие увеличения содержания углеродистого вещества. Подобный факт с очевидностью свидетельствует о возможности быстрой фациальной изменчивости осадков по простиранию.

Пестрота осадков особенно ярко выражена в восточной части Кейв, где, по-видимому, обстановка осадконакопления была значительно менее устойчивой, чем в центральных частях Кейв. Об этом же свидетельствует присутствие среди сланцев этой пачки прослоев с галькой различного состава. Галька преимущественно представлена кварцем, но встречаются также гальки, имеющие состав кварцитов и слюдяных сланцев.

Максимальная мощность сланцев пачки Д в участке восточного окончания Кейв достигает 200 м.

П а ч к а Е (карбонатные породы). В западной части Кейв (район Серповидного хребта) на двуслюдяных сланцах пачки Д лежат карбонатные породы пачки Е, представленные частично скарнированными доломитами, доломитизированными песчаниками и песчаниками. Верхняя стратиграфическая граница пачки определяется наличием лежащих выше пестрых по составу глиноземистых сланцев и гнейсов (пачка Ж). Взаимоотношение между пачками Е и Ж установить не удалось, так как между ними внедрилось пластовое тело основных пород, представленных в настоящее время амфиболитами.

В северном крыле синклинали полоса песчаников и карбонатных пород имеет ширину около 240 м. В южном крыле доломитизированные песчаники и песчаники были встречены лишь в одном участке, примыкающем к восточному замку синклинальной складки, и прослежены на расстояние 1.5 км.

Породы, слагающие эту пачку, сменяют друг друга как вкрест простирания, так и по простиранию. Преимущественно развиты доломитизированные песчаники, чередующиеся с аркозовыми песчаниками. Песчаники встречаются как в низах пачки, так и в верхних ее частях, а также в виде отдельных прослоев небольшой мощности среди доломитизированных песчаников. В породах отчетливо выражена первичная слоистость. В одном случае в доломитизированных песчаниках были обнаружены отчетливые знаки ряби.

Доломиты встречены лишь в центральной части северной полосы, у ручья Кейва, где они лежат в нижней части пачки и имеют видимую мощность 70 м. Несколько восточнее этого участка скарнированные (диопсидизированные) доломиты подстилаются своеобразными флогопито-диопсидовыми породами.

Доломиты и доломитизированные песчаники в большей или меньшей мере диопсидизированы. В доломитах диопсид развивается полосами и пятнами. В доломитизированных песчаниках зерна доломита почти полностью замещены диопсидом, благодаря чему порода приобретает голубовато-зеленоватые тона окраски.

В доломитах наблюдается также окварцевание, легко обнаруживающееся на выветрелой поверхности обнажений в виде расположенных по слоистости выпуклых гребешков и полос.

Мощность карбонатных пород пачки Е в северном крыле составляет около 100 м, в южном — до 40 м.

П а ч к а Ж (литологически пестрые породы). Стратиграфически выше пачки карбонатных пород (в районе Серповидного хребта) лежат пестрые по составу сланцы и гнейсы, среди которых различаются двуслюдяные гнейсы, биотитовые гнейсы с гранатом, кварцито-гнейсы, гранато-ставролито-биотитовые и биотито-мусковитовые сланцы. Верхняя стратиграфическая граница этой пачки пород отсутствует. Они перекрыты амфиболитами—мандельштейнами и плагиопорфиритами, — которыми заканчивается разрез.

В плане породы пачки Ж образуют полосы и линзы, окруженные амфиболитами и амфиболитами — мандельштейнами.

Стратиграфические взаимоотношения отдельных пластов в пачке Ж определяются их сменой как вкрест простирания, так и по простиранию. Низы пачки обычно слагаются кварцито-гнейсами. В северном крыле синклинали на кварцито-гнейсах лежат гранато-ставролито-биотитовые сланцы, но также встречаются биотито-мусковитовые сланцы, иногда со ставролитом. В южном крыле синклинальной складки преимущественно развиты двуслюдяные гнейсы, иногда биотитовые гнейсы с мелкими идиобластами граната.

Суммарная мощность пачки Ж составляет в среднем 70—80 м. Покрывающие их амфиболиты — мандельштейны также имеют мощность несколько десятков метров.

Для более наглядной характеристики стратиграфического разреза свиты кейв, поведения отдельных пачек кристаллических сланцев и общего режима осадконакопления составлен схематический продольный разрез через свиту кейв (рис. 28). Для его построения использовались значения истинных мощностей пород южного крыла синклинория, где сланцы имеют нормальное залегание и небольшие углы падения.

Наиболее полный стратиграфический разрез наблюдается в западной части центральных Кейв в районе Серповидного хребта. В этом разрезе представлены все пачки сланцев, включая и верхние пачки Е и Ж, которые далее на восток уже не повторяются. В участке между р. Ельйок и р. Золотая наблюдаются наибольшие мощности для пачек Б, В и Г. От р. Золотая к востоку мощности всех этих трех пачек заметно уменьшаются, и перед тундрой Нусса мусковитовые кварциты пачки В полностью исчезают. Восточнее, близ р. Поной, исчезают и порфиробластические плагиоклазо-ставролитовые сланцы пачки Г.

Литологическое изучение пород и анализ всего стратиграфического разреза свиты кейв в целом позволяют наметить 4 макроритма осадконакопления и выделить соответственно 4 подсвиты.

Каждый из ритмов начинается отложением более грубых, обогащенных кварцем, осадков, сменяющихся более тонкозернистыми и обычно обогащенными глиноземом осадками. Границы между ритмами резкие, в то время как внутри ритмов смена одних литологических разновидностей пород другими происходит постепенно, через породы промежуточного состава.

Подсвита I (первый ритм) включает пачки А и Б. В основании подсвиты наблюдается пестрая по составу пачка А, нижние части которой

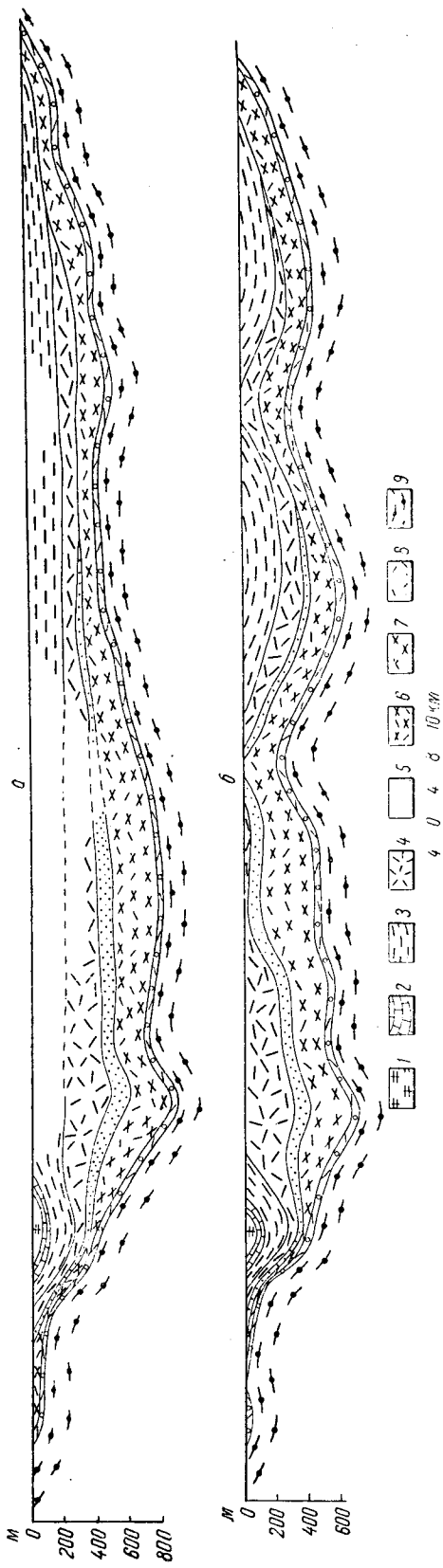


Рис. 28. Схематизированный продольный разрез свиты кейв.

а — к концу осадконакопления; *б* — после складчатости. *1* — пачка Ж; *2* — пачка Е; *3* — пачка Д; *4* — пачка Г; *5* — пачка В; *6* — пачка Б (верхи); *7* — пачка Б (продуктивные сланцы); *8* — пачка А; *9* — гнейсы.

нередко обогащены кварцем в виде тонких кварцитовых прослоев или в виде прослоев сланцев, с существенно кварцевой основной тканью. Верхняя часть пачки А сложена существенно слюдяными или хлоритовыми сланцами, сменяющимися кианитсодержащими сланцами пачки Б. В составе пород пачки Б обогащены кианитом наиболее тонкозернистые и насыщенные углеродистым веществом пласты.

Для всей подсвиты вообще характерна обогащенность глиноземом и углеродистым веществом, придающим породам темную окраску.

Подсвита II (второй ритм) включает пачки В и Г. Второй ритм начинается отложением весьма устойчивых по составу и широко распространенных (исключая восточную часть Кейв) мусковитовых кварцитов, светлых, не содержащих углеродистого вещества. Они сменяются пачкой Г, сложенной плагиоклазо-ставролитовыми и плагиоклазо-кианито-ставролитовыми сланцами с невысоким содержанием углеродистого вещества, вследствие чего этим породам свойственна светло-серая окраска.

Подсвита III (третий ритм) включает мощную пачку Д. Третий ритм выделяется весьма отчетливо и развит повсеместно. Он начинается грубозернистыми малоглиноземистыми осадками (кварцево-мусковитовые сланцы), в восточных Кейвах конгломератами, сменяющимися вверх по разрезу более глиноземистыми порода-

ми — двуслюдяными и разнообразными гранат- и ставролитсодержащими сланцами.

Подсвита IV (четвертый ритм) включает пачки Е и Ж. Четвертый ритм начинается песчаниками, частью грубозернистыми, сменяющимися карбонатными осадками — доломитизированными песчаниками и доломитами с тонкой ленточной слоистостью (пачка Е). В песчаниках нижней части пачки Е отмечается отчетливая параллельная и косая слоистость, а также знаки ряби.

Выше карбонатных пород, развитых пятнами, неустойчивых по составу и по мощности, залегают пестрые песчано-глинистые и песчанистые осадки — гранат- и ставролитсодержащие светлые и темные (обуглероженные) сланцы, двуслюдяные гнейсы, кварцито-гнейсы, двуслюдяные сланцы пачки Ж.

Полная стратиграфическая схема свиты кейв представлена в табл. 14.

Таблица 14

Стратиграфическая схема свиты кейв

Серия	Свита	Подсвиты	Пачки	Пласты
Кейвская	Кейв	IV	Ж. Литологически пестрые породы — гранат- и ставролитсодержащие гнейсы и сланцы. $M = 70$ м.	22. Двуслюдяные гнейсы. 21. Кварцито-гнейсы. 20. Гранато-ставролито-биотитовые сланцы.
			Е. Карбонатные породы и песчаники. $M = 100—40$ м.	19. Скарнированные доломитизированные песчаники и доломиты. 18. Аркозовые песчаники.
		III	Д. Преимущественно слюдяно-кварцевые сланцы. $M = 250—120$ м.	17. Двуслюдяные ставролитовые сланцы. 16. Двуслюдяные ставролит- и гранатсодержащие сланцы. 15. Мусковито-кварцевые сланцы со ставролитом и кианитом. 14. Двуслюдяные сланцы. 13. Мусковито-кварцевые сланцы.
		II	Г. Преимущественно плагиоклазо-ставролитовые сланцы. $M = 250—0$ м.	12. Плагиоклазо-кианито-ставролитовые сланцы. 11. Плагиоклазо-ставролитовые сланцы.
			В. Мусковитовые кварциты. $M = 60—0$ м.	10. Мусковитовые кварциты. 9. Мусковито-кварцевые сланцы.
		I	Б. Существенно кианитовые сланцы. $M = 325—25$ м.	8. Слюдяно-ставролито-кианитовые сланцы. 7. Существенно кианитовые сланцы — верхний пласт. 6. Ставролито-кианитовые сланцы. 5. Существенно кианитовые сланцы — нижний пласт. 4. Филлитоподобные слюдяные сланцы с кианитом.
			А. Существенно ставролито-мусковито-гранатовые сланцы. $M = 30—5$ м.	3. Хлоритовые и слюдяные сланцы. 2. Ставролито-гранатовые сланцы. 1. Слюдяно-гранатовые сланцы.

Горизонт биотитовых, гранато-биотитовых и амфиболовых гнейсов. $M = 4500—1500$ м.

Глава 5

ТЕКТОНИКА СВИТЫ КЕЙВ

Тектоническое строение свиты кейв в обобщенной форме описано Л. Я. Харитоновым (1957). Район Кейв он рассматривает как юго-восточный участок единой Кольско-Кейвской тектонической зоны.

Согласно нашим данным, в мегасинклинорной тектонической структуре восточной части Кольского п-ова и по отношению к сопредельным складчатым зонам свита кейв в районе Центрального водораздела занимает положение синклинория первого порядка.

Общее простирание Кейвского синклинория СЗ 290—300°. Северное крыло синклинория почти на всем своем протяжении опрокинуто к югу (углы падения 60—80°). Оно имеет в плане более или менее прямолинейную границу, круто меняющую направление в районе западных Кейв, а также в участках тундры Нусса и тундры Манюк.

В южном крыле нормально залегающие породы имеют пологое падение под углами, близкими к 30—45°. Вследствие усложненного складчатого строения южного крыла синклинория его южная граница имеет крайне неровные очертания.

Кейвский синклинорий образован системой крупных сопряженных складок, вытянутых в основном согласно с общим направлением простирания оси синклинория, частично или полностью замкнутых и отделенных друг от друга антиклинальными перегибами (рис. 29).

Складки северного крыла Кейвского синклинория по строению значительно отличаются от складок южного крыла.

Для северного крыла характерны сильно вытянутые сжатые изоклинальные складки типа линейных. При крутом положении крыльев эти складки протягиваются на значительные расстояния. Имеющая место ундулация осей складок на их очертаниях сказывается очень слабо. Пережимы, указывающие на некоторое воздымание осей с образованием поперечных складок, наблюдаются на участках горы Макзабак, к западу от оз. Ровозеро, на восточном окончании хребта Песцовая Кейва, близ р. Ельйок, к востоку от тундры Куроптевская, к западу от тундры Нусса. Это позволяет выделить по тектоническому строению район западных Кейв, а район центральных и восточных Кейв разделить на 3 участка: от Серповидного хребта до р. Ельйок, от тундры Тавурта до тундры Нусса и к востоку от тундры Нусса.

Для участков южного крыла сланцев, а также для тундры Манюк (на северном крыле) характерно наличие относительно замкнутых открытых складок. Крылья этих брахисинклинальных складок имеют пологое (под средними углами около 30°) падение. Брахисинклинали обрисовываются пачкой кварцитов, двуслюдяными и гранатсодержащими сланцами пачки Д, а также доломитизированными породами пачки Е. С запада на восток расположены вытянутые брахисинклинали: мульды Серповидного хребта, тундр Червурта, Ягельурта—Кырпуайв—Колокольная, Мальурдайв, Цыцнькура-Боллоурта, Аккурта, Нусса, Манюк и тундры Игиурта.

Оси брахисинклинальных складок, как правило, имеют близкое к широтному простирание, располагаясь кулисообразно по отношению к оси всего Кейвского синклинория. Каждая из таких более или менее обособленных брахисинклиналей усложнена складками следующих порядков.

Нужно отметить, что как гнейсы, так и кристаллические сланцы и заключенные в них тела ортоамфиболитов смяты согласно (что не исключает наличия внутренней дисгармонии складчатости, явившейся следствием различия механических свойств пород различного состава).

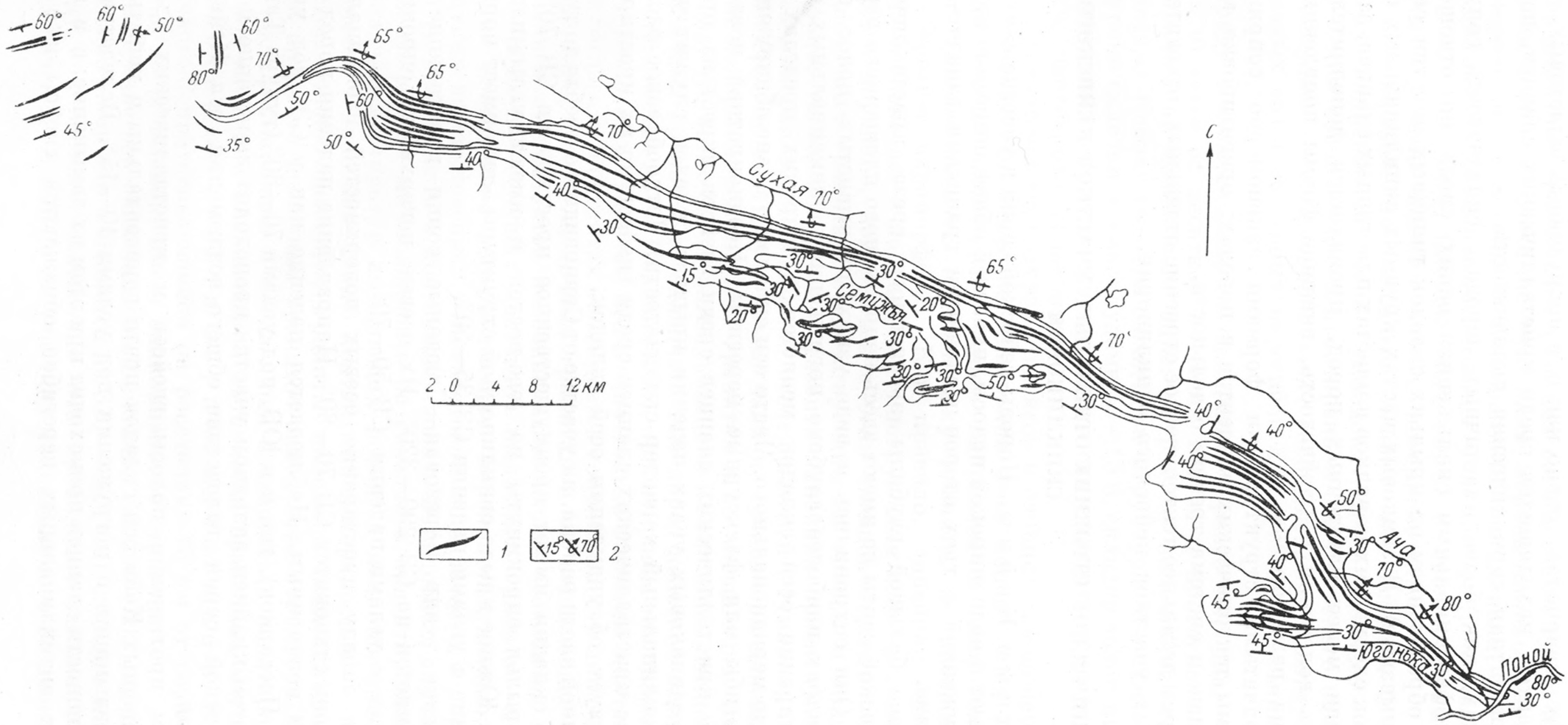


Рис. 29. Схема складчатой структуры Кейвского синклинория.

1 — оси синклинальных складок; *2* — падение сланцев на границе с гнейсами.

В гнейсах, кварцитах, равно как и в интрузивных пластовых телах ортоамфиболитов, находящихся среди кристаллических сланцев, наблюдается компетентная гармоническая складчатость.

В сланцах, как более пластичных породах, складчатость сопровождалась дифференциальным скольжением одних слоев по отношению к другим с образованием на крыльях складок типичных пластин скольжения (скалывания). В замковых частях крупных синклинальных складок и складок следующих порядков в пластах пластичных сланцев, заключенных среди менее пластичных пород, проявляется дополнительная складчатость волочения и плойчатость, внешние формы появления которой весьма разнообразны.

Со складчатыми структурными формами закономерно сопряжены другие формы тектонических элементов в породах: ориентировка минералов, кливаж и система трещин отдельности.

Рассмотрим детальнее тектоническое строение отдельных, относительно обособленных участков кейвского синклинория.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОТДЕЛЬНЫХ УЧАСТКОВ КЕЙВСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

З а п а д н ы е К е й в ы. Породы кейвской серии в участке западных Кейв залегают в виде широкой полосы, имеющей общее широтное простирание, окруженной с трех сторон щелочными гранитами западно-кейвского массива.

Вследствие большой глубины эрозионного среза кристаллические сланцы кейвской свиты не имеют здесь непрерывного площадного распространения. Они сохранились в виде узких прерывистых полос среди гнейсов в ядрах наиболее глубоко погруженных синклинальных складок. Простирание осей складок меняется в широких пределах — от широтного до меридионального. Часто оси складок в плане обнаруживают плавные изгибы или флексурные перегибы. Неоднократная повторяемость полос кристаллических сланцев среди гнейсов вкрест их простирания при одинаковых углах падения крыльев складок служит указанием на изоклинальный характер складчатости. Четкообразное расположение полос кристаллических сланцев среди гнейсов по их простиранию свидетельствует об ундулации осей складок.

В восточной части района, на участке от Серповидного хребта до тундры Березовая, складки имеют преимущественное простирание СВ 70°. Их северные крылья опрокинуты на юго-восток и имеют углы падения СЗ 60—70°. Южное крыло синклинорной структуры здесь имеет нормальное залегание с углами падения СЗ 35—50°.

На участке тундр Березовая—Слюдяные сопки простирание осей складок меняется на СЗ 290—320°. Их осевые поверхности опрокинуты на юго-запад, с углами падения СВ 50—70°.

Далее к западу простирание осевых поверхностей изоклинальных складок вновь становится СВ 70—80°. Направление падения пород здесь не остается неизменным. Наблюдается падение как к СЗ, под углами 65—70° (р. Нессариок), так и к ЮВ, под углами 70—80° (тундра Тахлинтуайв). В этом крайнем западном участке происходит замыкание полосы пород кейвской серии вследствие общего воздымания оси Кейвского синклинория.

На всем протяжении полосы гнейсов и кристаллических сланцев участка западных Кейв оси складок почти горизонтальны и испытывают местные воздымания и погружения под углами 10—15°. Вследствие небольшой мощности сланцев происходит при этом их замыкание, а в ядрах поперечных антиклинальных перегибов обнажаются гнейсы и в ряде

случаев щелочные граниты (на участках оз. Ровозеро, тундр Юмперуайв, Макзабак и др.). С этими же участками меридиональных антиклинальных перегибов сопряжены меридиональные синклинали, в ядрах которых залегают кристаллические сланцы (участки тундр Макзабак, Вюнцпахк и оз. Ровозеро). Сланцы здесь смяты в изоклинальные складки с крутыми углами падения осевых поверхностей.

Таким образом, на западных Кейвах наблюдается 2 преимущественных направления осей складок: преобладающее — субширотное, в целом совпадающее с простиранием оси Кейвского синклинория, и подчиненное — субмеридиональное, совпадающее с простиранием осей поперечных антиклинальных перегибов и сопряженных с ними синклиналей.

Наряду с изоклинальными складками первого порядка, имеющими размах крыльев от десятков до сотен метров и протягивающимися по простиранию от нескольких сотен метров до нескольких километров, на западных Кейвах развиты складчатые структуры меньшего масштаба: флексурные складки, с амплитудами 10—15 м, складки волочения, мелкая плойчатость в сланцах и птигматитовая складчатость в гнейсах, в контактах со щелочными гранитами.

Со складчатыми структурами гнейсов и сланцев закономерно сопряжена линейная ориентировка минералов этих пород: слюд (пластинки которых бывают вытянуты в одном направлении), амфибола, силлиманита (унаследовавшего ориентировку кианита, по которому силлиманит образует параморфозы). Как правило, линейная ориентировка минералов совпадает с направлением погружения осей складок второго и третьего порядков, поперечных к осям складок первого порядка.

В щелочных гранитах, воздействующих на гнейсы и сланцы кейвской серии, также повсеместно развита линейная ориентировка темноцветных минералов. Большинство исследователей (Чумаков, 1958; Гинзбург, 1958; Суслова, 1960) отмечает наличие совпадения линейной ориентировки минералов в щелочных гранитах и во вмещающих их гнейсах и сланцах, что могло бы служить указанием на синкинематичность интрузии щелочных гранитов со складчатостью пород кейвской серии. Тем не менее, как отметил А. М. Иванов (1958), ориентировка темноцветных минералов в щелочных гранитах подчинена только влиянию контактов, т. е. лишь в согласных контактах наблюдается сопряженность линейной ориентировки минералов в щелочных гранитах и во вмещающих породах. С удалением от контактов подобная взаимосвязь становится менее очевидной. В случае секущих контактов щелочных гранитов с гнейсами последние испытывают дополнительную перекристаллизацию, сопровождающуюся возникновением птигматитовой складчатости и переориентировкой гнейсовидности в контактных зонах. В подобных случаях возникающая вторичная гнейсовидность не связана с ориентировкой элементов складчатых структур вмещающих пород, а является наложенной и подчиняется только положению контактных поверхностей.

Следовательно, щелочные граниты являются послескладчатыми. Ко времени интрузии щелочных гранитов складчатая структура Кейв была полностью сформирована и могла лишь подвергаться некоторой моделировке под влиянием механической активности гранитной магмы.

Участок от хребта Серповидного до р. Ельйок. Этот участок, протягивающийся на расстояние 15 км от горы Северная Базисная до р. Ельйок, имеет синклинальное строение.

Простирание оси синклинальной складки СЗ 290—300°, и лишь в западном окончании оно изменяется на 320—330°. Ось складки воздымается к западу и к востоку, вследствие чего происходит замыкание сланцев верхних пачек Д, Е и Ж, а на участках максимального воздымания обра-

зуются поперечные антиклинальные седловидные складки с меридиональным простиранием осей. С запада такая поперечная складка отчленяет этот участок от сланцев западных Кейв. Полоса сланцев здесь резко сужается от 4—4.5 до 1 км.

Крупная синклиналь рассматриваемого участка осложнена целым рядом более мелких складок с размахом крыльев порядка 200—300 м. В северном крыле здесь развиты линейные изоклинальные складки с осевой поверхностью, падающей на север под углом 65°. Простирание осей изоклинальных складок совпадает с простиранием главной оси складки. Ядро синклинали усложнено складками следующих порядков. К линейным складкам северного крыла причленяется брахисинклиналь, ось которой вытянута согласно с общей структурой участка. Падение южного крыла этой складки 40—50° к северу. Северное крыло, так же как и в изоклинальных складках, опрокинуто к югу и имеет падение С 55—60°.

В сланцах пачки Г, Д, в мусковитовых кварцитах пачки В, в ставролито-кианитовых сланцах с призматическим и игольчатым кианитом в участках обогащения слюдой наблюдается мелкая плойчатость, с меридиональным простиранием осей, в основном совпадающим с направлением падения крыльев более крупных поперечных складок. Мелкие складки имеют симметричные крылья, или флексурообразную форму. Размах крыльев от нескольких до 10—15 см.

С направлением погружения осей мелких складок совпадает линейная ориентировка мусковита и кианита.

В сланцах пачки Б северного крыла, представленных параморфическими разновидностями, часто прослеживаются зоны скалывания, в которых наблюдается дробление и ослюденение кианитовых параморфоз. Эти зоны следуют параллельно осевым плоскостям изоклинальных складок северного крыла и свидетельствуют о наличии разрывных нарушений типа внутрипластового скольжения.

Участок от тундры Тавурта до тундры Нусса. По тектоническому строению этот участок является продолжением описанного выше, но отделен от него поперечным перегибом с небольшой амплитудой. Он образован линейными складками на севере и рядом брахисинклиналей на юге.

Линейные складки протягиваются на расстояние нескольких десятков километров. Простирание складок соответствует общей вытянутости полосы сланцев (СЗ 290—300°). Складки опрокинуты к югу и имеют падение С 70°.

В участке от тундры Безымянная до р. Семужья отмечается неоднократное повторение полосы кварцитов вследствие наличия здесь сильно сжатых изоклинальных складок. По направлению к югу линейные складки теряют характер изоклинальных и становятся открытыми, асимметричными или симметричными складками с падением крыльев под углами 30—50°. Размах крыльев складок составляет от несколько сотен метров до двух километров.

В районе к западу от тундры Нусса линейные складки этого участка от складок следующего участка отделены поперечной антиклинальной складкой близкого к меридиональному простирания (СВ 15°).

Сланцы, обогащенные слюдой или содержащие сноповидные и волокнистые агрегаты кианита, в отдельных участках на крыльях линейных складок сплоены. Размер мелких складок колеблется от нескольких сантиметров до десятков сантиметров. Оси плоек погружаются в направлении падения сланцев. Кианит и мусковит ориентированы параллельно осям плоек.

В центральной (осевой) части линейных складок, как правило, обнажаются порфиробластические плагиоклазо-ставролитовые сланцы, бо

гатые слюдой. В этих породах отчетливо выражена сланцеватость. В обнажениях, в которых удается фиксировать реликты первичной слоистости в этих сланцах, сланцеватость сечет слоистость под различными углами и следует параллельно направлениям осевых плоскостей линейных складок.

На тундрах Тавурта и Безымянная отмечены зоны перетирания параморфических сланцев. Перетиранием на крыльях и выжиманием сланцев в замковые части складок, по-видимому, следует объяснять значительное уменьшение мощности нижнего пласта кианитовых сланцев на участке между тундрой Тяпшманюку и тундрой Безымянная.

В центральной части Кейв линейные складки северного крыла отделены от брахисинклиналей южного крыла антиклинальным поднятием, в наиболее глубоко эродированной части которого (верховья р. Семужья) обнажены гнейсы.

К линейным складкам северного крыла синклинория с юга примыкают брахисинклинальные складки тундр Червурта, Ягельурта—Кырпуайв—Колокольная, Мальурдайв, Цыкнукура-Боллоурта и Аккурта.

В районе тундры Червурта и к северу от нее отчетливо вырисовывается брахисинклиналь с ядром, сложенным кварцитами и порфиробластическими ставролитовыми сланцами. Ось складки имеет широтное простирание и плавно под углами 5—10° воздымается к западу — в районе тундры Вальурта, и к востоку — в районе тундры Лыстьурта. Падение северного и южного крыльев очень пологое, под углами 20—15°. В пределах брахисинклинали выделяются согласные с ее простиранием дополнительные плавные складки с размахом крыльев до двух километров.

Кианитовые и ставролито-кианитовые сланцы, представленные разновидностями со сноповидным и сноповидно-волокнистым кианитом, интенсивно сплоены, особенно в южном крыле брахисинклинали. Среди мелких складок различаются симметричные и асимметричные, изоклинальные и другие складки волочения, складки изгиба и складки скалывания. Размеры складок крайне разнообразны, и размах их колеблется от десятков и сотен метров до нескольких миллиметров. Направление простирания осей мелких складок в западном замке брахисинклинальной складки чаще широтное, близкое направлению осей более крупных складок.

В восточной части тундры Червурта оси складок вытянуты в северо-западном направлении, близком направлению поперечного изгиба полосы сланцев при сочленении ее со следующей структурой. В северном крыле оси плоек направлены почти по падению сланцев.

Кианитовые агрегаты в призматически-зернистых сланцах ориентированы преимущественно в меридиональном направлении. Их длинные оси погружаются к северу или югу, соответственно с падением сланцев. В сплоенных, волокнистых, богатых кианитом сланцах линейная ориентировка кианита почти перпендикулярна оси плоек. Отдельность, или трещиноватость, наиболее четко выражена параллельно слоистости (слоевой кливаж), параллельно осевой плоскости складки (кливаж осевой плоскости) и перпендикулярно ей (кливаж, поперечный к осевым плоскостям складок).

В кианитовых сноповидных и радиально-волокнистых сланцах месторождения Червурта наблюдаются участки, где проявились разрывные, блоковые текстуры.

Участок Кейвского синклинория в районе тундр Ягельурта—Кырпуайв—Колокольная представляет собой открытую брахисинклиналь, усложненную дополнительными синклинальными и антиклинальными складками. Оси дополнительных складок имеют простирание, близкое к широтному. Таково же простирание осей мелкой плойчатости, широко развитой в ставролито-кианитовых сланцах пачки Б в этом участке.

Особенно четко мелкая плойчатость в сноповидно-волокнистых ставролито-кианитовых сланцах проявляется в восточном замке брахисинклинали на тундре Колокольная. Ориентировка кианита в подавляющем большинстве случаев перпендикулярна осям плоек и имеет меридиональное простирание.

Интересным и существенным моментом является отсутствие какой-либо зависимости между простиранием осей плоек и ориентировки минералов с простиранием слоистости и слоевого кливажа сланцев. Последние точно следуют границам отдельных пачек сланцев. Оси же плоек и вытянутость минералов по отношению к слоистости могут быть ориентированы под самыми различными углами. Среди трещин отдельности очень четко выражены трещины, совпадающие со слоистостью и перпендикулярные осям плоек.

Структура тундры Мальурдайв еще более проста и представляет собой брахисинклиналь с ядром, сложенным сланцами пачки Г и амфиболитами. Простирание оси складки почти широтное, падение крыльев — к центру брахисинклинали под углами 20—35°. Сланцы испытывают дополнительную мелкую плойчатость с амплитудой от нескольких сантиметров до нескольких метров. Наиболее интенсивно смяты ставролито-кианитовые сноповидно-волокнистые сланцы, залегающие между мощным пластовым телом амфиболита, с одной стороны, и мусковитовыми кварцитами — с другой. В связи с наличием складок волочения происходит также перераспределение вещества сланцев с уменьшением их мощностей на крыльях и увеличением мощности в замках складок. В западной части структуры простирание осей мелких складок преимущественно совпадает с направлением оси главной складки. В центральной части наблюдаются складки с погружением осей, соответствующим или близким к падению слоистости.

В кианитовых и ставролито-кианитовых сланцах наблюдается отчетливо выраженная линейная ориентировка кианита, перпендикулярная к главной оси складки; при этом наблюдается наклон игл, снопов и призм кианита в северном крыле складки к югу, а в южном — к северу (по падению пород). В замке складки кианит ориентирован почти параллельно простиранию слоев.

Для района тундры Мальурдайв очень хорошо выражены трещины, перпендикулярные направлению оси складки. Также отчетливо выражен слоевой кливаж.

В районе тундры Цыцнынкура-Боллоурта и к востоку от нее выделяется целый ряд простых открытых складок с простиранием осей в широтном направлении и направлении СЗ 330°. Вследствие наличия такой складчатости контуры отдельных пачек сланцев и амфиболитов имеют причудливую форму. Всюду здесь хорошо выражены мелкая плойчатость волочения и четкая линейная ориентировка кианита в сланцах. Оси мелких плоек, кроме направления, близкого к широтному, совпадающего с направлением осей крупных складок, имеют сев.-вост. и сев.-зап. простирание. Это особенно свойственно участкам воздымания осей складок. Наиболее отчетливо выраженными трещинами отдельности в сланцах являются крутые трещины север-северо-западного простирания, а также трещины, перпендикулярные к ним. Хорошо выражен слоевой кливаж.

Для участка тундр Аккурта и Кайнурта Л. Я. Харитоновым указывалось на сложное мозаичное строение, обусловленное системой разрывов. Детальное изучение этого участка показало, что здесь отсутствуют разрывные нарушения. Все пачки пород протягиваются непрерывными полосами, участками замыкаясь. Они образуют простые мелкие брахискладки. Особенно хорошо мелкие брахискладки обрисовываются пачкой муско-

витовых кварцитов. Оси складок имеют простирание, близкое широтному. Ориентировка осей мелкой плойчатости совпадает с ориентировкой осей более крупных складок или перпендикулярна ей. Линейная ориентировка кианита довольно однообразна и в основном имеет простирание, перпендикулярное осям брахискладок, и падение совпадающее с падением пород.

Среди трещин отдельности преимущественно развиты трещины север-северо-западного простирания. Они перпендикулярны направлениям осей крупных складок. Также наблюдаются трещины, совпадающие с осевыми плоскостями складок. Очень хорошо выражен слоевой кливаж.

Участок к востоку от тундры Нусса. Тундра Нусса представляет собой широкую брахисинклинальную складку с сильно опрокинутым северным крылом, усложненным целым рядом линейных складок сев.-зап. направления, чем и определяется ее большая ширина (около 6—8 км). От предыдущей тектонической структуры она отделена поперечным перегибом, с изменением на его участке простирания пород от СЗ 290° до СВ 10—15°.

К востоку от тундры Нусса, вплоть до восточного окончания Кейв, наблюдается продолжение линейной складчатости, с меньшим опрокидыванием северного крыла. Простирание складок меняется от 330 до 290° и снова до 320°. Северное крыло опрокинуто к югу и падает под углами СВ 70—80°. Южное крыло падает полого под углом ССВ 30—40°.

К линейным складкам этого участка в районе тундры Манюк и тундры Игиурта примыкают открытые брахисинклинальные складки.

На тундре Манюк кианитовые сланцы, гнейсы и амфиболиты образуют открытые плавные складки с очень пологим падением крыльев. Простирание осей складок, как и во всех простых брахискладках, широтное. Широтное же простирание имеют оси более мелких складок и плоек. Плойчатость развита в сноповидно-волокнистых, кианитовых сланцах, плавные складки с амплитудой до нескольких метров — в параморфических сланцах.

Тектонический разрыв, ранее отмеченный Л. Я. Харитоновым (1940), в восточной части тундры Манюк на границе гнейсов со сланцами, фактически отсутствует. Здесь во всех участках породы имеют нормальный стратиграфический разрез. На границе между гнейсами и сланцами всюду наблюдаются сланцы пачки А. Замыкание сланцев в восточном направлении от тундры Манюк объясняется не разрывными нарушениями, а воздыманием осей складок с появлением поперечной эродированной складки, к оси которой приурочена долина р. Ачи.

В участке тундры Игиурта сланцы образуют самостоятельную брахисинклинальную складку, сложенную целым рядом более мелких складок с широтным простиранием осей и размахом крыльев до нескольких сотен метров. Падение крыльев складок происходит под углами около 45° внутрь брахисинклинали. Сланцы, как правило, интенсивно сплоены. Кианит в них обнаруживает линейную ориентировку, перпендикулярную осям складок, с направлением погружения по падению пород.

Как можно заключить из приведенного выше краткого описания тектонического строения отдельных участков Кейвского синклинория, в северном его крыле широко развиты линейные складки. Для линейных складок характерна большая протяженность (иногда до многих десятков километров) при небольшом размахе крыльев от нескольких сотен метров до 2—3 км. Оси складок имеют простирание, параллельное общему простиранию полосы метаморфических пород, и почти не ундулируют. Для линейных складок северного крыла наиболее обычными являются сильно сжатые, опрокинутые к югу изоклинальные формы. По направлению к югу они постепенно переходят в асимметричные складки.

С юга к линейным складкам северного крыла Кейвского синклинория кулисообразно примыкают брахисинклинали, отделенные от северного крыла антиклинальным перегибом, также усложненным рядом дополнительных складок.

В связи с воздыманием осей брахискладок наблюдается периклинальное замыкание в них ряда пачек кристаллических сланцев. В плане брахисинклинали выражаются более или менее вытянутым овалом, имеющим протяженность по длинной оси до 15 км при ширине до 6 км. Крупные брахисинклинали, как правило, усложнены более мелкими брахисинклиналями и брахиантиклиналями.

Для большинства брахисинклиналей района Кейв свойственно широтное простирание осей и пологое падение крыльев к центру под углами, близкими к 30°. Исключением является брахисинклиналь Серповидного хребта и тундры Нусса, которые имеют асимметричное строение, с опрокинутым к югу северным крылом и полого падающим южным крылом.

Благодаря отчетливо выраженной ундулации осей брахискладок, кроме главного направления складчатости (широтного), наблюдаются поперечные перегибы, как бы секущие главное направление складчатости. Поперечные антиклинальные складки были отмечены в районе западного окончания Серповидного хребта, р. Ельйок, тундры Большой Ров, к востоку от тундры Колокольная, к западу от тундры Нусса и в других случаях, в более мелких масштабах. Для поперечных складок свойственно меридиональное или близкое меридиональному простирание осей. Оси складок направлены почти горизонтально и прямолинейно, но в отдельных участках образуют резкие флексурообразные изгибы (тундра Нусса, Серповидный хребет, Слюдяные Сопки и др.).

Падение крыльев поперечных складок обычно происходит под небольшими углами, порядка 20—30°. Лишь к западу от Серповидного хребта отмечено падение сланцев в меридиональных складках под углами 60—80°. В районе западных Кейв тектоника сланцев в общих чертах сходна с тектоникой центральных и восточных Кейв, но в то же время имеет и свои специфические черты, связанные с некоторыми усложнениями ее интрузией щелочных гранитов.

МЕЛКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ СТРУКТУРЫ

Сжатые линейные складки и брахискладки, в совокупности образующие Кейвский синклинорий, усложнены мелкими складчатыми структурами, которые не захватывают значительных толщ пород, а локализуются в пределах пачек, пластов или отдельных слоев кристаллических сланцев. Могут быть выделены также микроскладчатые структуры.

Мелкие складчатые структуры свойственны преимущественно наиболее пластичным породам, обогащенным кианитом или слюдой. В связи с этим они наиболее широко распространены в кианитовых сланцах пачки Б, а также в сланцах пачек А и Д.

Типы мелких складчатых структур. По морфологии и способу образования среди мелких складчатых структур выделяются складки волочения, изгиба и скалывания.

Складки волочения особенно часто наблюдаются среди кианитовых и ставролито-кианитовых сланцев пачки Б. Характерным признаком этих складок является сопряженность их осей с осями более крупных складчатых структур и наличие отчетливо выраженной линейной ориентировки кианита, располагающегося в плоскости крыльев складок, перпендикулярно или под небольшим углом к оси складки.

Амплитуда и размах крыльев волочения разнообразны — от нескольких метров в складках высшего порядка до десятков сантиметров, сантиметров и их долей — в микроскладках.

Среди складок волочения различаются симметричные, асимметричные, изоклинальные и флексурные складки.

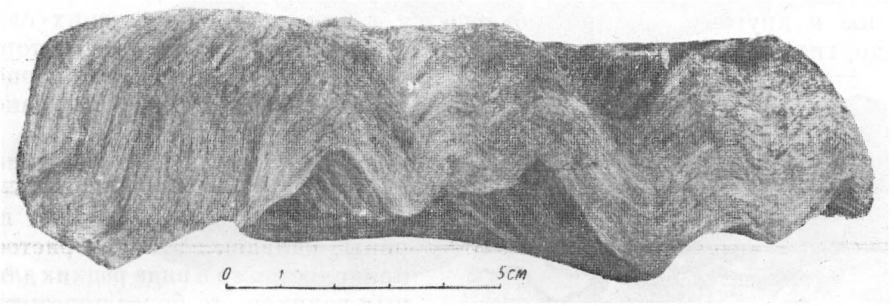


Рис. 30. Симметричные складки. Кианитовый сланец, тундра Ягельурта.

Симметричные складки имеют одинаковые углы наклона крыльев в разные стороны (рис. 30). Складки эти пологие и связаны с начальной стадией изгиба слоев. Они наблюдаются сравнительно редко на крыльях пологих складок высшего порядка.

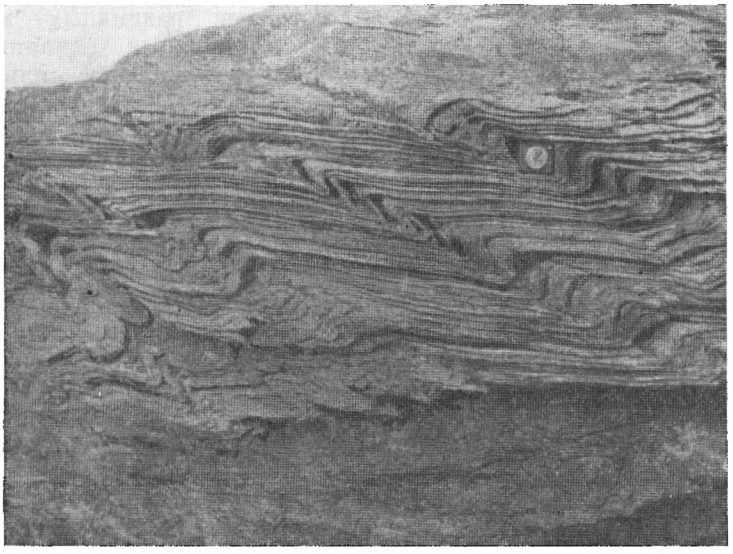


Рис. 31. Асимметричные складки. Кианитовый сланец, тундра Кырпуайв.

Асимметричные складки, наиболее широко распространены в интенсивно складчатых участках южного крыла Кейвского синклинория. Складки имеют различные углы наклона, длину и размах крыльев. Намечается опрокидывание осевой поверхности складки в сторону волочения (рис. 31). Крыло, на которое было направлено давление, обычно более длинное и пологое, противоположное — крутое и короткое.

Для асимметричных складок обычна амплитуда порядка 10—15 см, иногда и более, но в составе самих этих складок наблюдается более мелкая складчатость с амплитудами от сантиметра и менее.

Направления осей в более крупных и мелких складках одинаковые.

Замки складок бывают плавные или острые — килевидные. В результате различной амплитуды движения отдельных слоев, одного по отношению к другому, иногда наблюдается в складках отрыв одних слоев от других, и тогда возникают промежутки между ними. В некоторых случаях они выполнены кварцем, иногда же встречаются не заполненные ничем пустоты.

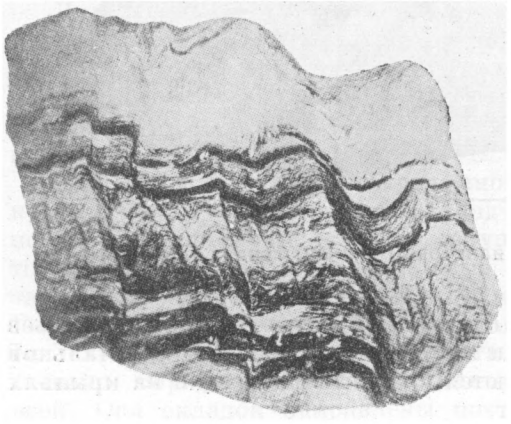


Рис. 32. Флексурные микроскладки, переходящие в микросбросы. Хлоритовый сланец пачки А (без анализатора, натуральная величина).

Поверхность пластов со складками волочения имеет ребристый характер. В зависимости от ширины складок эта ребристость проявляется то в виде редких длинных валиков, то более коротких и частых. Иногда же поверхность пластов напоминает каракуль.

Изоклинальные складки имеют почти параллельные крылья, причем материал из них обычно выжат в замки складок, где наблюдаются утолщения. Рисунок складок сложный, с часто повторяющимися изгибами различных порядков. Изоклинальные складки характеризуют наиболее сильную степень межпластового волочения. Эта форма складчатости характерна для обогащенных кианитом слоев пород с волокнистыми агрегатами кианита.

Флексурные складки являются переходными от складчатых к микросбросовым структурам. Здесь крутые изгибы чередуются с более или менее широкими полосами, не собранными в складки или изгибающимися очень плавно. Крутые изгибы могут переходить в микросбросы (рис. 32). Этот тип складчатости наиболее отчетливо проявляется в сланцах, обогащенных слюдой или хлоритом.

Выделенные типы складок не исчерпывают всего их многообразия. Разнообразные формы складок отражают различные стадии процессов волочения при различных условиях смятия и дифференциальных движений масс.

В начальных стадиях межпластовых подвижек образуются симметричные складки, по мере усиления волочения растет амплитуда складчатых изгибов, вплоть до образования сжатых изоклинальных складок.

При наличии в породах легко переориентирующихся минералов, таких, как слюда и хлорит, легко возникают флексурные складки с последующими флексурными сдвигами.

Складки скалывания наиболее отчетливо выражены в обогащенных кианитом сланцах. В складках скалывания дифференциальные движения происходят не в плоскости напластования, а параллельно осевой плоскости складки, расположенной под различными углами к плоскости напластования.

Кианит при этом приобретает плоскостную ориентировку, параллельную осевым плоскостям складок (рис. 33).

При формировании подобных складок, при течении (перемещении) вещества параллельно осевой плоскости, в крыльях складок слои имеют небольшую мощность. Наибольшую мощность слои имеют в замках складок скалывания. Параллельно плоскостям дифференциального сколь-

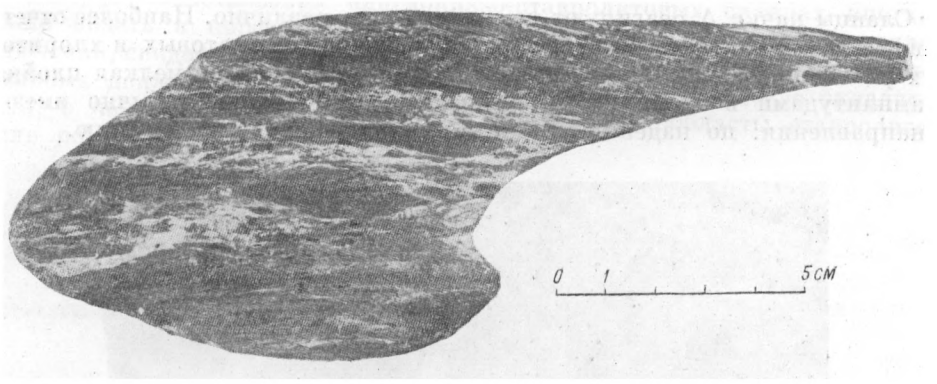


Рис. 33. Складка скалывания. Кианитовый сланец, тундра Червурта.

жения в складках скалывания часто возникают отчетливо выраженные трещины скалывания.

Складки изгиба наблюдались в кианитовых сланцах с крупным радиально-лучистым кианитом с прослоями, богатыми кварцем. Характер-

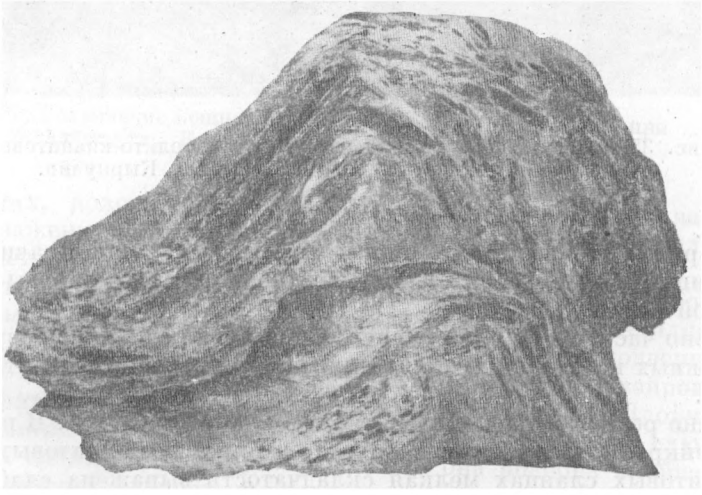


Рис. 34. Складка изгиба. Кианитовый сланец, тундра Червурта.

ным для складок изгиба является отсутствие линейной ориентировки минералов в крыльях складок. Кианит на поверхности напластования располагается беспорядочно. В ядра складок изгиба обычно выжимается кварцевый материал. Сноповидные и радиально-лучистые агрегаты кианита в месте перегиба складок ломаются (рис. 34). Этот факт свидетельствует о более позднем времени складчатости по отношению ко времени возникновения в породах кианита.

Отношение различных пород к возникновению мелкой складчатости. В различных породах Кейв

(сланцах, гнейсах и амфиболитах) мелкая складчатость выражена не одинаково.

Так, в гнейсах мелкая складчатость почти отсутствует. Она иногда проявляется лишь близ границы со сланцами пачки А, где гнейсы обогащены слюдой.

Сланцы пачки А реагируют на складчатость различно. Наиболее отчетливо мелкая складчатость наблюдается в слюдяно-гранатовых и хлоритовых разновидностях сланцев. В этих сланцах развивается мелкая плойка с амплитудами в несколько миллиметров. Оси складок обычно имеют 2 направления: по падению сланцев и параллельно простиранию.

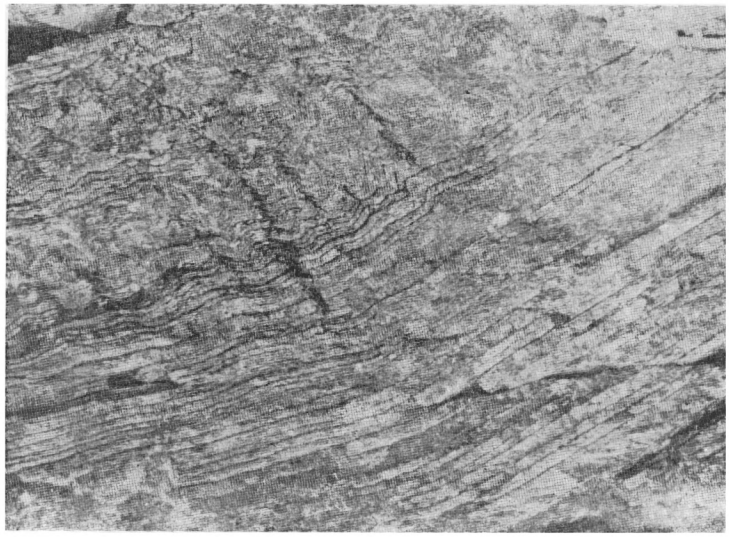


Рис. 35. Дисгармоничная складчатость в ставролито-кианитовых сноповидно-волокнистых сланцах. Тундра Кырпуайв.

В ставролито-гранатовых сланцах плойчатость, как правило, отсутствует. Лишь при появлении слюды в основной ткани породы возникает в них плойчатость.

Довольно часто в гранате сланцев пачки А включения образуют структуры «снежных комьев», свидетельствующие о вращении граната во время его роста.

Различно реагируют на складчатость и сланцы пачки Б. В параморфических, конкреционных и призматически-зернистых кианитовых и ставролито-кианитовых сланцах мелкая складчатость выражена слабо и преимущественно в виде пологих простых складок с размахом крыльев до нескольких метров.

В крупно-агрегатных радиально-лучистых и сноповидно-лучистых сланцах возникают обычно складки изгиба без линейной переориентировки кианита. В замках складок кианит не изгибается, а ломается.

Наиболее интенсивная плойчатость с переориентировкой кианита наблюдается в волокнистых и сноповидно-волокнистых кианитовых и особенно ставролито-кианитовых сланцах. В этих сланцах преимущественно развиты складки волочения, иногда в сочетании со складками скалывания.

В кварцитах пачки В складчатость очень пологая, волнистая. Мелкая плойка почти не проявляется.

В сланцах пачек Г и Д, более или менее богатых слюдой, складчатость выражена преимущественно в виде мелких флексур и сопровождается кливажем скалывания. В целом же мелкая складчатость в них проявлена лишь в ограниченных участках.

В порфиробластических плагиоклазо-ставролитовых сланцах иногда можно видеть в порфиробластах ставролита S-образное расположение включений, свидетельствующее о росте ставролита в обстановке дифференциальных движений. Но часть ставролита образовалась после складчатости, о чем свидетельствует тот факт, что порфиробласты ставролита росли по уже сплоенным участкам.

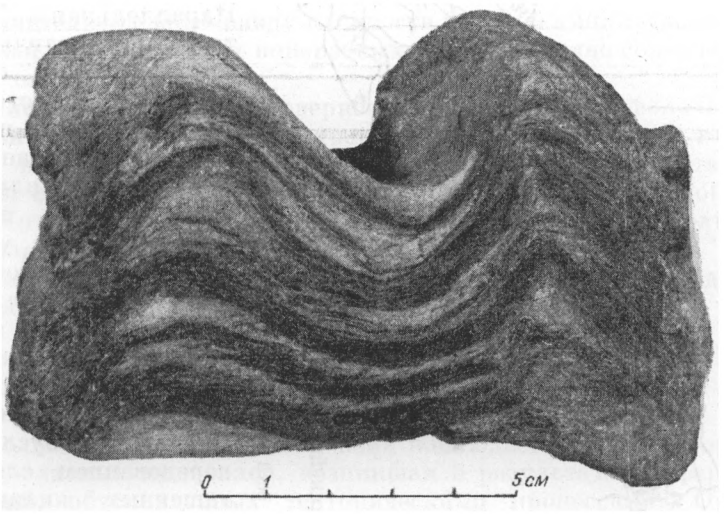


Рис. 36. Сохранение мощности кианитовых прослоев (темное) при складчатости. Кианитовый сланец. Тундра Б. Ров.

В доломитах, доломитизированных песчаниках пачки Е наиболее отчетливо выражены пологие плавные складки с размахом крыльев до нескольких метров.

Амфиболиты, так же как кварциты, параморфические и конкреционные кианитовые сланцы, ставролито-гранатовые сланцы являлись породами более жесткими и мелкой плойчатости почти не подвергались. Сплоенными в большинстве случаев являются лишь хлоритизированные участки приконтактных зон пластовых тел амфиболитов. Плойчатость хлоритизированных амфиболитов согласна с плойчатостью слюдяных приконтактных сланцев. По типу образования она подобна плойчатости, развитой в слюдяных сланцах, и определяется образованием флексурных складок, с последующим скольжением по флексурному изгибу и образованием тесно расположенного кливажа скалывания.

Таким образом, различные породы по-разному реагировали на складчатость, что свидетельствует о различном поведении вещества этих пород в процессе складкообразования и общей дисгармонии складчатости.

Наблюдения над складчатостью в пределах отдельных пластов сланцев также позволяют установить, что подобие в складчатости сланцев отсутствует. Происходит затухание интенсивности складчатости как по простиранию, так и по мощности пластов (рис. 35). Сильно смятые пласты и слои постепенно переходят в полого-складчатые или нескладчатые, согласно залегающие пласты и слои.

Наиболее интенсивной складчатости подвержены сланцы в замковых

частях брахискладок, где наблюдается иногда значительное увеличение мощности вследствие нагнетания пластического вещества с крыльев складок.

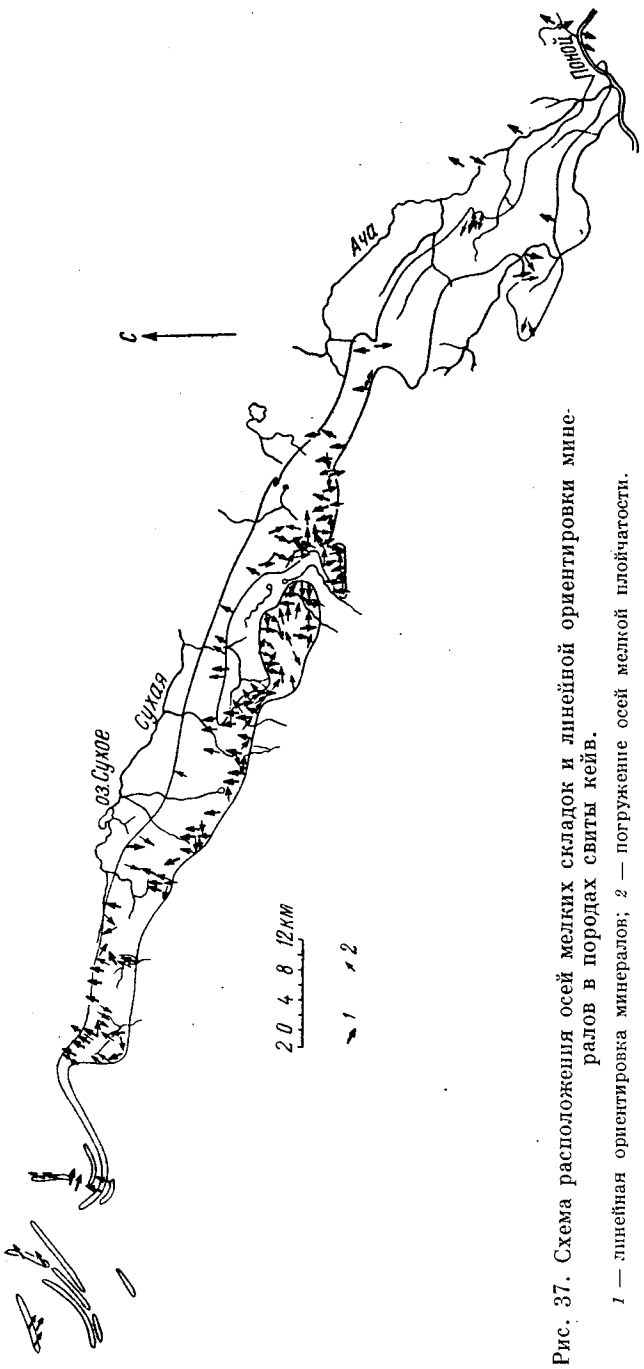


Рис. 37. Схема расположения осей мелких складок и линейной ориентировки минералов в породах свиты кейв.

1 — линейная ориентировка минералов; *2* — погружение осей мелкой плойчатости.

Слои в складках следуют либо строго параллельно друг другу, не испытывая заметных изменений в мощности (параллельная складчатость), либо для них характерна подобная складчатость с изменением мощности слоев. Параллельная складчатость осуществляется путем изгибания слоев и скольжения одного слоя по другому вдоль поверхностей напластования. Для подобной складчатости свойственно изменение мощности слоев, участвующих в складчатости. Особенно показательными в этом отношении являются кианитовые и ставролито-кианитовые сланцы с отчетливо выраженной слоистостью, обусловленной чередованием слоев, обогащенных кианитом, со слоями, сложенными главным образом кварцем.

При смятии слои, состоящие преимущественно из кианита, ведут себя, как пластичные: сминаются без разрыва сплошности и без видимого изменения мощности (рис. 36). Обогащенные кварцем слои выжимаются в замки складок или крылья, расположенные со стороны, противоположной направлению давления сминающегося пласта.

СООТНОШЕНИЕ МЕЖДУ КРУПНЫМИ И МЕЛКИМИ СКЛАДКАМИ

Микроскладчатость является одной из форм тектонического движения масс и образование ее происходит на фоне образования крупных складок. На взаимосвязь микроскладчатости волочения с главной складчатостью указывают многие исследователи (Van-Hise, 1896, 1898, 1904; Willis B., Willis S., 1941; Leith, 1905; Семененко, 1946; Эз, 1954

и др.). Подобная зависимость выявляется и для района Кейв (рис. 37).

В брахисинклинальных складках преимущественным развитием пользуются складки волочения с простиранием осей складок, близким или полностью соответствующим направлению осей брахискладок (широтное). Оси плоек горизонтальны или погружаются к западу и востоку под небольшими углами до 30°, реже 40°. Оси плоек образуют волнистую линию, вследствие чего создается другое направление волнистой мелкой складчатости с простиранием осей, перпендикулярных осям плоек. С этим направлением обычно сопряжена и ориентировка кианита.

Второе направление мелкой складчатости выражено в сравнении с первым значительно слабее ввиду плавности и малой амплитуды изгиба слоев. Погружение осей плавных поперечных складок обычно совпадает с направлением падения сланцев.

В линейных складках северного крыла складки волочения обычно не развиты. Наиболее распространенным типом складок в них является мелкая поперечная плойчатость с погружением осей, соответствующим падению сланцев и сопряженным с линейной ориентировкой кианита и слюд. По отношению к осям главных крупных складок мелкая складчатость перпендикулярна им.

Отмеченные соотношения мелких и крупных складок свидетельствуют о близости их возникновения по возрасту.

ОРИЕНТИРОВКА МИНЕРАЛОВ В ПОРОДАХ

В большинстве пород свиты кейв наблюдается ориентировка слагающих их главных минералов, возникшая в результате дифференциальных движений, обусловленных тектоническими процессами. Ориентировка различается как по форме минералов, так и по строению. Ориентировка по форме особенно характерна для мусковита и кианита тонкопризматических и волокнистых агрегатов. Ориентировка по строению свойственна кварцу, но проявляется не всегда достаточно отчетливо. Рассмотрим детальнее ориентировку минералов.

Ориентировка мусковита. Мусковит в породах свиты кейв имеет плоскостную и линейную ориентировку. Последняя определяется удлиненной в одном направлении формой его чешуек.

Наиболее отчетливо ориентировка мусковита проявилась в богатых им породах — в двуслюдяных, кварцево-мусковитовых и других сланцах пачки Д, а также в сланцах пачки В и Г. Плоскостная ориентировка мусковита в породах чаще всего параллельна первичной слоистости породы или кливажу осевой плоскости. Но ввиду очень большой отзывчивости мусковита на ориентирующее давление он часто располагается также параллельно любым плоскостям кливажа, покрывая поверхность трещин кливажа тонким слоем. Линейная ориентировка обычно совпадает с направлением падения пород.

В породах с высоким содержанием мусковита ориентировка последнего отчетлива лишь в плоскостях трещин кливажа. Внутри же самих пород мусковит не ориентирован или обнаруживает 2 взаимноперпендикулярных направления. Такое поведение слюды Н. А. Елисеев (1953, стр. 225) объясняет тем, что пластинки слюды, до деформации занимавшие положение, перпендикулярное к плоскости S, оказывались в устойчивом положении и в нем сохранялись во время деформации.

В слюдяно-кианитовых слоистых сланцах, в которых наблюдается чередование слоев, обогащенных кианитом, и кварцево-слюдяных сланцах довольно часто отмечается различная ориентировка для кианита и мус-

ковита. Оба минерала по отношению к слоистости ориентированы под углом и в разные стороны.

Различная ориентировка, как правило, наблюдается в складках скалывания, как результат неодинаковой реакции кианита и мусковита на

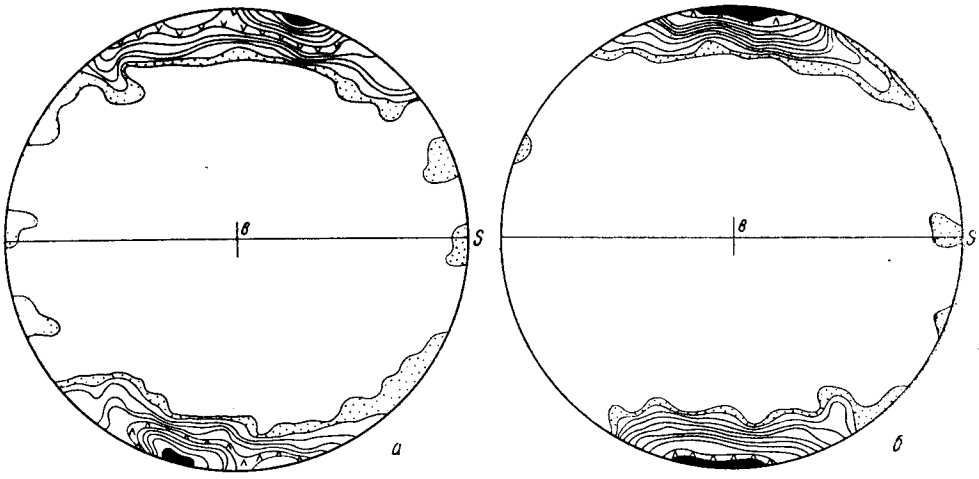


Рис. 38. Диаграммы ориентировки полюсов спайности мусковита.

а — шлиф № 5/68, 150 полюсов спайности мусковита, > 1—2—3—4—5—6—7—8—9—10—11—12, кварцево-мусковитовый сланец пачки Д; *б* — шлиф № 15/35, 101 полюс спайности мусковита, > 1—2—3—4—5—6—7—8—9—12—15—20, кварцево-мусковитовый сланец пачки Д.

деформирующее усилие. В складках изгиба мусковит располагается параллельно слоистости породы, полностью повторяя очертания складок.

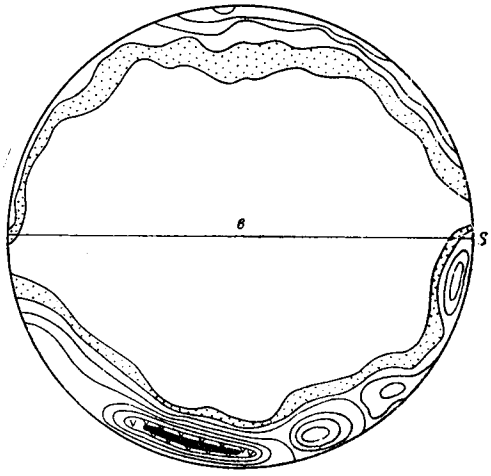


Рис. 39. Диаграмма ориентировки полюсов спайности биотита в биотитовом гнейсе. Шлиф № 5/95. 101 замер. >1—2—3—4—5—6—7—8.

Для более детального выяснения характера ориентировки мусковита в сланцах были составлены диаграммы ориентировки полюсов спайности (рис. 38). Шлифы вырезались перпендикулярно линейной ориентировке мусковита. По строению диаграммы близки S-тектонитам с несколько расплывчатыми максимумами. Такая расплывчатость максимумов является следствием того, что слюды не лежат в одной плоскости, а как бы облекают линзовидные агрегаты других минералов, в данном случае кварца.

Подобная ориентировка мусковита возникает как следствие большой легкости скольжения вдоль плоскостей его спайности, в результате чего мусковит играет роль смазки. При этом в защищенных мусковитом участках кварц почти не подвергался вторичной переориентировке в результате деформации (см. ниже описание диаграмм ориентировки кварца в слюдяно-кварцевых сланцах).

Ориентировка биотита. Наиболее отчетливо ориентирован биотит в гнейсах, в которых он определяет гнейсовидную текстуру.

На рис. 39 приведена диаграмма ориентировки полюсов спайности биотита в биотитовом гнейсе. Диаграмма имеет довольно четко выраженный R-поясовый узор с обособлением главного максимума и нескольких дополнительных максимумов.

Такое строение узора свидетельствует о наличии главным образом вращательных движений при условии обедненности породы слюдой и невозможности вследствие этого развития типичного скольжения с образованием S-тектонитов.

В сланцах содержание биотита незначительно. Он встречается преимущественно в двуслюдяных сланцах, где образует пластинки, ориентиро-

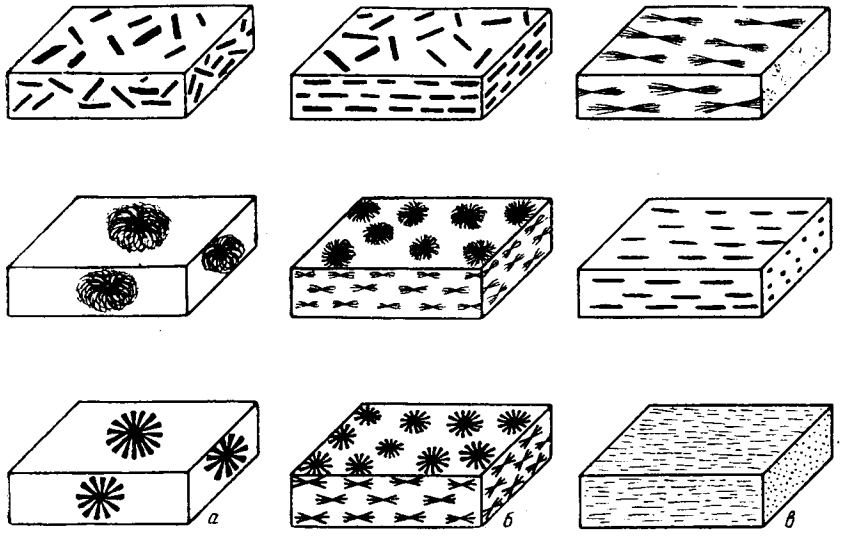


Рис. 40. Различные типы ориентировки кианита и его агрегатов.

а — в конкреционных, параморфических и порфиробластических кианитовых сланцах; *б* — в радиально-волокнистых и радиально-лучистых кианитовых сланцах; *в* — в сноповидно-волокнистых и призматически-зернистых кианитовых сланцах.

ванные согласно с мусковитом. В породах, где содержание мусковита небольшое, например в кварцитах, биотит обычно не ориентирован и образует довольно крупные пластинки. Обычно не ориентирован биотит и в ставролито-гранатовых сланцах пачки Д. В условиях регионального метаморфизма биотит, по-видимому, кристаллизовался в посттектоническую фазу, а также очень легко переотлагался, вследствие чего нередко наблюдается его выделение по плоскостям кливажа скалывания в обогащенных им сланцах, а также переотложение в трещины в биотитовых гнейсах.

Ориентировка кианита. В сланцах свиты кейв формы выделения кианита крайне разнообразны. Наиболее типичными являются игольчатая, волокнистая, призматическая формы, которые в зависимости от расположения отдельных кристаллов кианита могут образовывать сноповидные, радиально-лучистые, радиально-волокнистые и конкреционные агрегаты. Агрегаты и кристаллы кианита в сланцах ориентированы различно.

В конкреционных, параморфических и порфиробластических сланцах кианит и его агрегаты обычно не ориентированы, или их ориентировка выражена слабо (рис. 40,*а*).

В радиально-волокнистых и радиально-лучистых кианитовых сланцах отчетливо выражена плоскостная и отсутствует линейная ориенти-

ровка агрегатов кианита. Плоскостная ориентировка кианита часто совпадает со слоистостью породы и определяется послойным распределением радиально-волокнистых и радиально-лучистых агрегатов кианита (рис. 40, *б*).

В сноповидно-волокнистых и призматически-зернистых кианитовых сланцах хорошо проявлена плоскостная и линейная ориентировки кианита

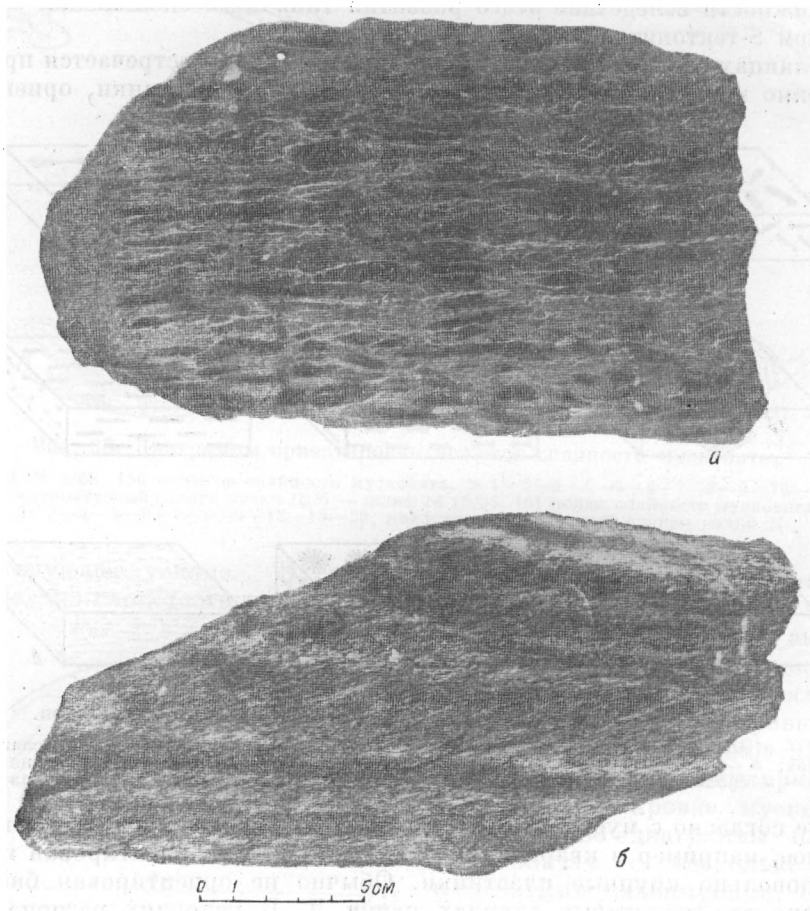


Рис. 41. Ориентировка кианита по отношению к слоистости. Тундра Кырпуайв.

а — нормальная; *б* — косая.

или только линейная (рис. 40, *в*). Особенно отчетлива плоскостная ориентировка, когда сноповидные агрегаты кианита лежат в плоскости слоистости породы. Линейная ориентировка в плоскости слоя определяется ориентированным расположением вытянутых сноповидных агрегатов кианита.

В тех же случаях, когда снопы кианита ориентированы под углом к слоистости, плоскостной параллелизм часто отсутствует и обнаруживается лишь линейная ориентировка.

Наиболее совершенной ориентировкой обладают сланцы с призматическим и волокнистым кианитом. В них отчетливо выделяется линейная ориентировка кианита. Она может располагаться в плоскости первоначальной слоистости породы, но часто не совпадает и сечет слоистость под различными углами, от острых до прямого (рис. 41, *а*, *б*).

В кианитовых сланцах пачки Б, особенно в ее основании, где хорошо проявлена слоистость породы, иногда отмечается различная ориентировка кианита в слоях, неоднородных по составу (рис. 42). В слоях, богатых кианитом, чаще наблюдается его ориентировка, возникающая в результате межслоевого скольжения. В слоях, обедненных кианитом, последний ориентирован под углом к слоистости. Подобная ориентировка кианита возникает в результате скалывающих напряжений. Образование двух направлений ориентировки происходит одновременно и зависит от различной пластичности участвующих в движении слоев. Объяснение наличия слоев с различной ориентировкой кианита, приводимое П. В. Соколовым (Горлов, 1957) как случай сохранения участков менее преобра-

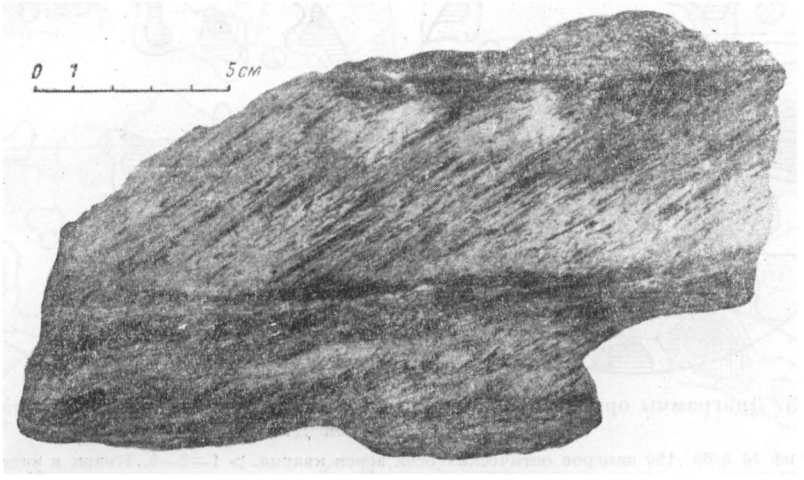


Рис. 42. Различная ориентировка кианита в слоистом кианитовом сланце. Тундра Кырпуайв.

зованных пород, в которых наблюдается «остаточный кливаж» на наш взгляд, ничем не обосновано.

Ориентировка кианита, образующаяся в результате напряжений, приводящих к возникновению складок скалывания и волочения, как правило, параллельна осевым плоскостям складок волочения и складок скалывания. В обоих случаях ориентировка кианита возникла в период складчатости, когда происходил рост кианита как в плоскости слоя, так и параллельно осевым плоскостям складок.

О р и е н т и р о в к а к в а р ц а. Кварц по своему происхождению различен. В кварцитах, двуслюдяных сланцах, гнейсах нередко наблюдается кластогенный кварц, особенно в участках с хорошо сохранившейся первичной слоистостью.

В кианитовых сланцах, сложенных первоначально тонким пелитовым материалом, кварц образовался в результате собирательной кристаллизации. Как правило, он запылен углеродистым веществом.

Наряду с этим кварцем большая роль в строении сланцев принадлежит переотложенному светлому кварцу, который цементирует раздробленную, брекчиевидную массу темного углеродсодержащего кварца в темных и черных кианитовых и ставролито-кианитовых сланцах, а также слагает основную ткань в осветленных и перекристаллизованных кианитовых и ставролито-кианитовых сланцах.

По форме выделения (помимо кластогенного и брекчиевидного кварца темных кианитовых и ставролито-кианитовых сланцев) светлый кварц встречается в виде удлиненно-линзообразных или изометричных зерен.

Нередко наблюдаются случаи, когда в одном и том же образце одни участки породы сложены изометричными, другие — линзообразными зернами кварца. Участки с линзообразным кварцем обычно располагаются в породах полосами и образовались, по-видимому, вследствие дифференциальных движений, сопровождавшихся также переориентировкой слюды и кианита, с которыми кварц имеет сопряженную ориентировку.

В порфиробластах кианита, ставролита, граната и плагиоклаза очень часто наблюдается закономерная ориентировка удлиненных зерен кварца

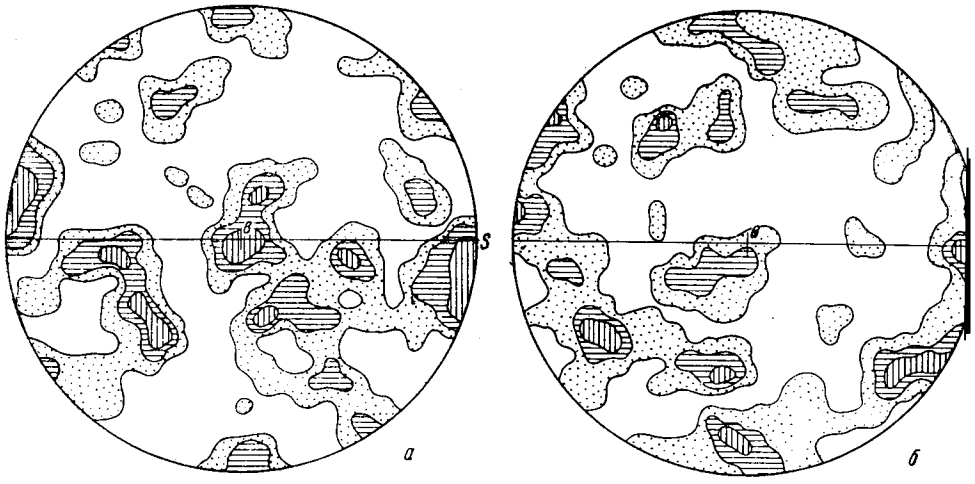


Рис. 43. Диаграммы ориентировки оптических осей кварца в кварцево-мусковитовых сланцах пачки Д.

а — шлиф № 5/68. 150 замеров оптических осей зерен кварца. > 1—2—3. Кварц в виде крупных зерен, по периферии дорастается свежим кварцем. Волнистое угасание не выражено. Мусковит развивается в виде прослоев между агрегатами зерен кварца; б — шлиф № 15/35. 150 замеров оптических осей зерен кварца. > 1—2—3. Волнистое угасание в кварце выражено слабо, не во всех зернах. Мусковит образует довольно крупные пластинки, расположенные между зернами кварца

иногда несколько смещенная по отношению к ориентировке кварца в вмещающей массе породы.

Для изучения характера оптической ориентировки кварца и выяснения связи ориентировки его по строению с ориентировкой кианита, мусковита и биотита из различных участков района и различных по составу пород были взяты ориентированные образцы.

Шлифы выпиливались перпендикулярно линейной ориентировке кианита — в кианитовых и ставролито-кианитовых сланцах, мусковита — в мусковитовых сланцах, кварцитах и биотита — в гнейсах. Индекс на диаграммах отражает след видимой плоскостной ориентировки.

На рис. 43 представлены диаграммы ориентировки осей кварца в кварцево-мусковитовых сланцах пачки Д. Ориентировка осей выражена очень слабо, что объясняется слабой деформацией кварцевых зерен у которых даже не выражено волнистого угасания. Слабая деформация кварца была возможна вследствие присутствия в породе значительного количества мусковита, который развивается в виде прослоев между агрегатами зерен кварца и служит как бы смазкой, по которой происходило скольжение при деформации. Частично же, по-видимому, происходила поздняя перекристаллизация кварца, так как в некоторых шлифах можно наблюдать, как гравелистые зерна кварца цементируются и дорастаются более поздним кварцем.

В кварцсодержащих породах с небольшим содержанием мусковита к которым относятся кварциты и мусковитые кварциты, ориентировка оптических осей зерен кварца выражена более четко и образует или об

собленные максимумы, или поясовый узор (рис. 44). Мусковит в этих породах почти отсутствует (шлиф № 8/25) или присутствует в виде обособленных кучных скоплений (шлифы №№ 55/6; 57/21; 59/14), которые не препятствовали деформации кварца. Зерна кварца обладают более или ме-

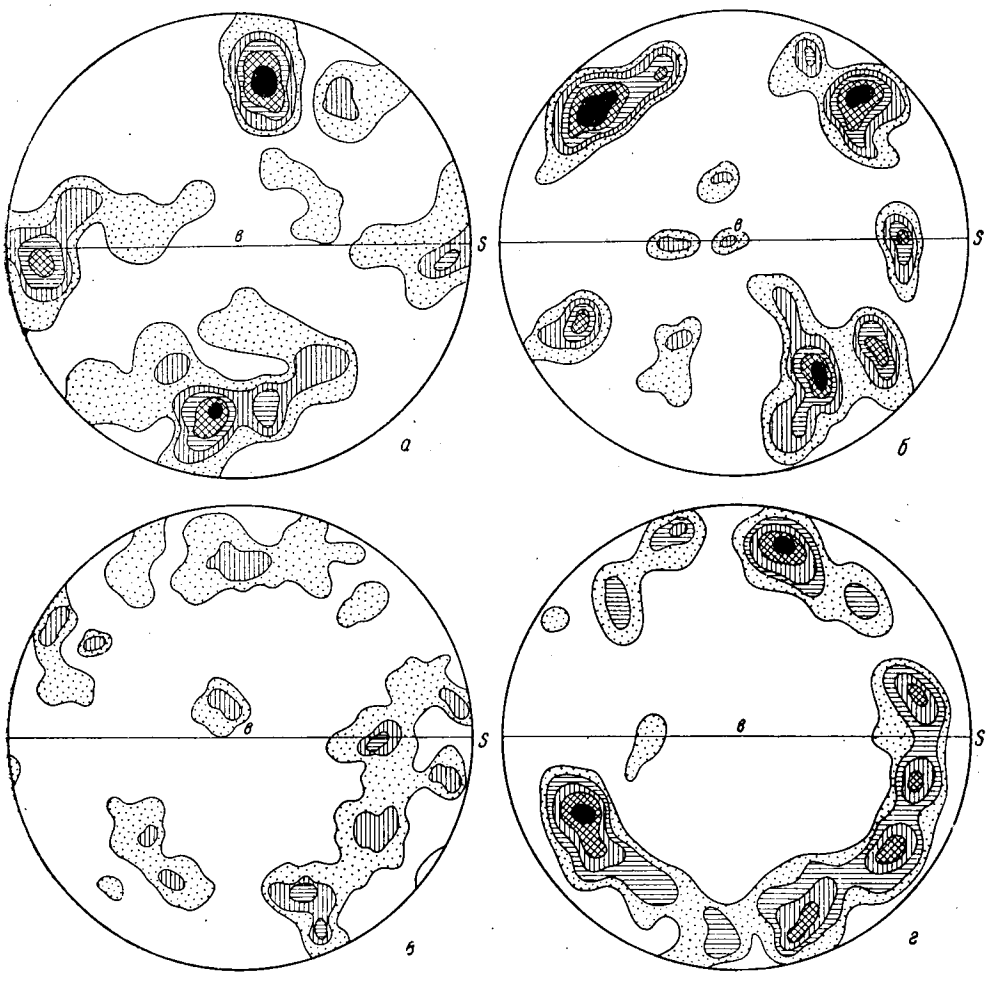


Рис. 44. Диаграммы ориентировки оптических осей зерен кварца в мусковитовых кварцитах.

а — шлиф № 8/25. 101 замер оптических осей зерен кварца. > 1—3—5—7—9. Кварцит. Мусковит почти отсутствует. Кварц со слабым волнистым угасанием; *б* — шлиф № 55/6. 101 замер оптических осей зерен кварца. > 1—2—3—4—5. Мусковитовый кварцит. Мусковит в виде спутанно-волокнистых узлов расположен между зернами кварца. Кварц гаснет волнисто; *в* — шлиф № 57/21. 101 замер оптических осей зерен кварца. > 1—2—3. Мусковитовый кварцит. Волнистое угасание кварца почти не выражено. Мусковит в виде кучных скоплений; *г* — шлиф № 59/14. 101 замер оптических осей зерен кварца.>1—2—3—4—5. Массивный мусковитовый кварцит. Мусковит мелкочешуйчатый, в виде скоплений. Волнистое угасание кварца слабо выражено.

нее отчетливым волнистым угасанием. Узор диаграммы близок R-тектонитам вращения с элементами S-(шлиф № 8/25) и B-(шлиф № 55/6) тектонитов, что свидетельствует также о наличии частичного сплющивания и скалывания.

Сходные узоры ориентировки оптических осей кварца имеют кианитовые (шлиф № 66/16) и ставролито-кианитовые сланцы (шлиф № 64/21) с игольчато-призматическим кианитом и кианитовые сланцы со снопо-

видным кианитом (шлиф № 74/19). Соответствующие диаграммы представлены на рис. 45.

На диаграмме шлифа № 68/25 светлого кианитового сланца с игольчатым кианитом тундры Колокольная (рис. 46) оптические оси зерен

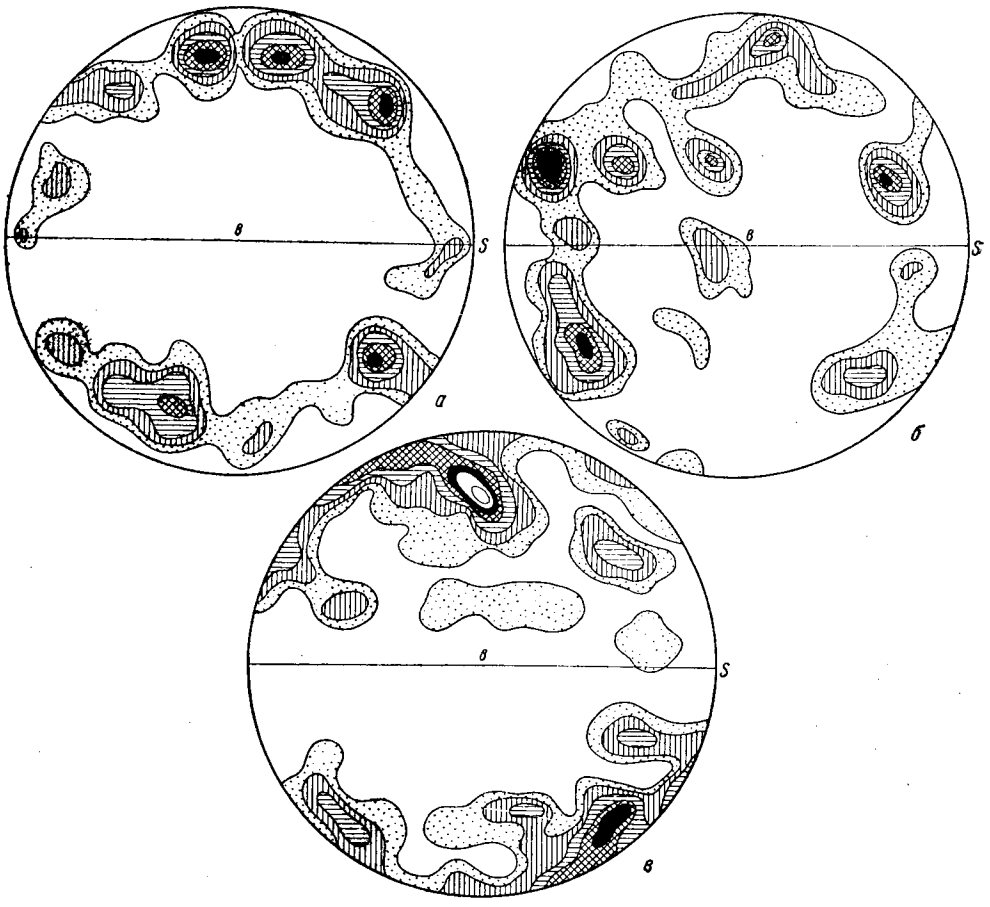


Рис. 45. Диаграммы ориентировки оптических осей зерен кварца в кианитовых и ставролито-кианитовых сланцах.

а — шлиф № 66/16. 101 оптическая ось зерен кварца. > 1—2—3—5—7. Светлый кианитовый сланец с игольчато-призматическим кианитом. Кварц в виде мелких зерен с волнистым погасанием; *б* — шлиф № 64/21. 101 оптическая ось зерен кварца. > 1—2—3—4—5—6. Светлый ставролито-кианитовый сланец с мелкопризматическим и игольчатым кианитом; *в* — шлиф № 74/19. 101 оптическая ось зерен кварца. > 1—2—3—4—5—6—7. Темный кианитовый сланец со споповидным кианитом. Кварц светлый.

кварца образуют несколько максимумов, расположенных по периферии круга. Один из них, расположенный на противоположных концах горизонтального диаметра, наиболее отчетлив. Другой отчетливый максимум совпадает с осью линейной ориентировки кианита и расположен в центре диаграммы.

Подобное расположение максимумов по периферии круга указывает на принадлежность сланцев к S- и B-тектонитам, возникающим в результате скалывания и скольжения. В то же время наличие максимума в центре диаграммы, совпадающего с направлением ориентировки кианита, указывает на ориентированный рост части кварца совместно с кианитом при

действии ориентирующего давления и свидетельствует о переотложении части кварца в процессе метаморфического минералообразования, сопровождавшегося тектоническими процессами.

На диаграмме шлифа № 63/15 (рис. 46) мелкопризматического ставролито-кианитового сланца с северного склона тундры Кырпуайв отображена поясовая ориентировка кварцевых зерен, образующих 2 четких, симметрично расположенных максимума, находящихся на периферии круга. Небольшие максимумы расположены близ горизонтального диаметра, являющегося следом сланцеватости, а также и у вертикального диаметра и в центре диаграммы. Обе диаграммы близки по строению и

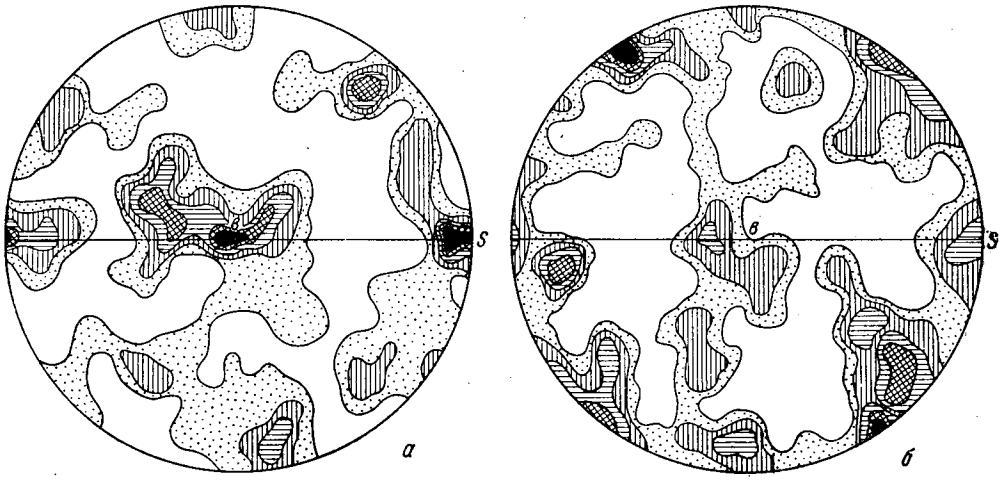


Рис. 46. Диаграммы ориентировки оптических осей зерен кварца в мелкопризматических кианитовых сланцах.

а — шлиф № 68/25. 100 оптических осей зерен кварца. > 1—2—3—4—5. Кварц светлый, перекристаллизованный, с массой мельчайших включений пластинок мусковита и рутила. Включения мусковита ориентированы, иногда S-образно; *б* — шлиф № 63/15. 101 оптическая ось зерен кварца. > 1—2—3—4—5. Кианит ориентирован под углом к слоистости.

свидетельствуют о переориентировке кварца в результате скалывания и скольжения, сопровождающейся частичной перекристаллизацией.

Элементы поясового строения тектонита, возможно, являются реликтовыми. Наложенное воздействие, проявившееся в виде деформаций скалывания и скольжения, обусловило переориентировку кварца одновременно с образованием складок скалывания, наблюдающихся в данном случае и фиксирующихся, в частности, благодаря несовпадению ориентировки кианита со слоистостью.

В плойчатых кианитовых сланцах наблюдается узор, близкий к узорам, свойственным тектонитам вращения.

Для сравнения ориентировки оптических осей зерен кварца в сланцах с их ориентировкой в биотитовых гнейсах, гнейсах-метасоматитах, а также в порфиробластических плагио-микроклиновых гранитах из зоны их контакта с гнейсами приведены соответствующие диаграммы (рис. 47).

Диаграммы для кварца из биотитового гнейса и порфиробластического плагио-микроклинового гранита близки по строению и характеризуются как тектониты сплющивания (В-тектониты) с некоторыми элементами вращения.

Диаграмма для кварца из гнейса-метасоматита, с отчетливо развитыми максимумами на концах горизонтального диаметра, свидетельствует о скольжении, происходившем в плоскости, параллельной граням призмы.

Узоры диаграмм, составленных для пород, окружающих сланцы свиты кейв, по строению близки узорам богатых кварцем пород (кварцитов) и свидетельствуют о том, что как гнейсы, так и порфировидные плагио-микроклиновые граниты испытывали те же тектонические напряжения, что и сланцы.

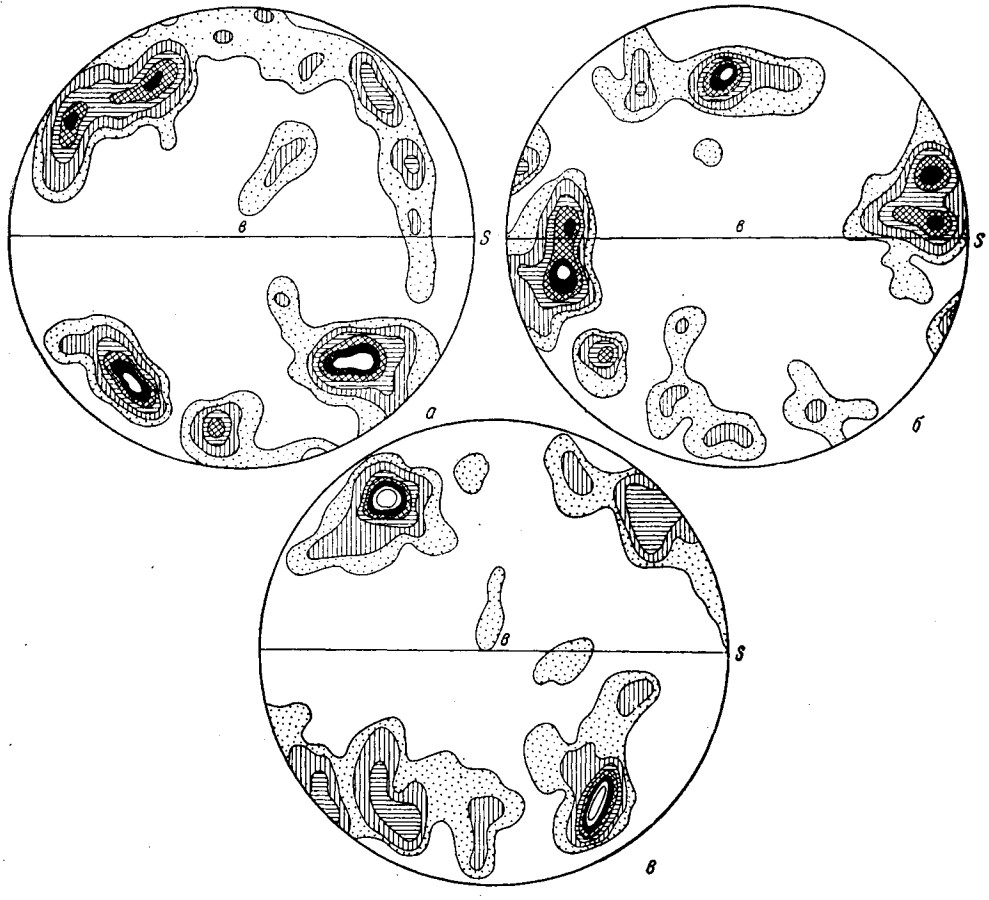


Рис. 47. Диаграммы ориентировки оптических осей зерен кварца в породах, окружающих сланцы свиты кейв.

а — шлиф № 5/95. 101 оптическая ось зерен кварца. > 1—2—3—4—5—7. Биотитовый гнейс; *б* — шлиф № 7/9. 101 оптическая ось зерен кварца. > 1—2—3—4—5—6. Гнейс — метасоматит; *в* — шлиф № 79/56. 101 оптическая ось зерен кварца. > 1—2—3—4—5—6—7. Порфировидный микроклиновый гранит из контакта с биотитовыми гнейсами.

Для сравнения ориентировки оптических осей зерен кварца в сланцах, гнейсах и щелочных гранитах из зоны их контакта на рис. 48 приведены диаграммы, составленные С. Н. Сусловой (1960).

Микроструктурная диаграмма сланцев (рис. 48, *а*) показывает поясовое строение диаграммы с довольно четко обособленными максимумами по оси *а*. Узоры близки таковым для пород сланцевого комплекса. Узоры диаграмм гнейса и щелочного гранита очень близки. С. Н. Суслова указывает, что сходство узоров указывает на общность факторов ориентировки при условии активного тектонического воздействия на раму со стороны гранитной магмы.

Ориентировка включений кварца. Такие минералы сланцев, как гранат, ставролит, плагиоклаз, иногда кианит, разви-

ваются в породе в форме пойкилопорфиробласт, переполненных включениями различных минералов, среди которых главная роль принадлежит кварцу. Зерна кварца, включенные в порфибласты, могут не иметь закономерной ориентировки, но бывают расположены в порфиробластах ориентированно, часто S-образно.

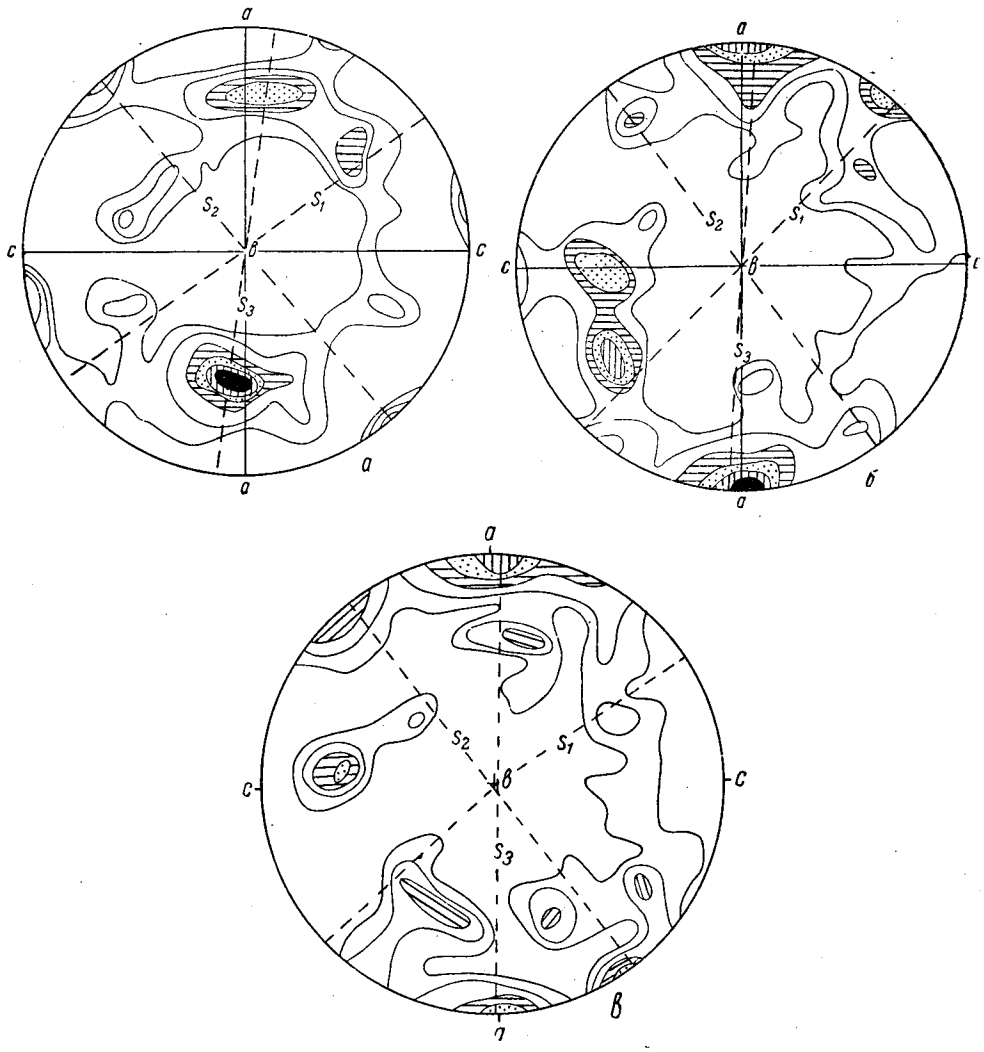


Рис. 48. Диаграммы ориентировки оптических осей зерен кварца в сланцах, гнейсах и щелочных гранитах.

а — шлиф № 89. 100 оптических осей зерен кварца. > 1—2—3—4—5—6. Гранато-слюдяной сланец; *б* — шлиф № 90. 90 оптических осей зерен кварца. > 1—2—3—4—5—6. Гнейс; *в* — шлиф № 105. 90 замеров оптических осей зерен кварца. > 1—2—3—4—5. Щелочной гранит.

В случае отсутствия закономерной ориентировки включений наиболее вероятно предполагать, что рост порфиробластов происходил в статических условиях без ориентирующих факторов. К тому же следует заметить, что подобные пойкилопорфиробласты сами в породах расположены без видимой закономерной ориентировки.

В случае ориентированного расположения включений возможно, что их положение было предопределено первоначальной ориентировкой

минералов породы, которая как реликтовая структура сохранилась и в порфиробластах.

В гранатах слюдяно-гранатовых и хлорито-гранатовых сланцев часто наблюдается S-образное расположение включений кварца, свидетельствующее о росте порфиробласт в момент дифференциальных движений (рис. 49). Реже S-образный тип включений встречается в ставролите.

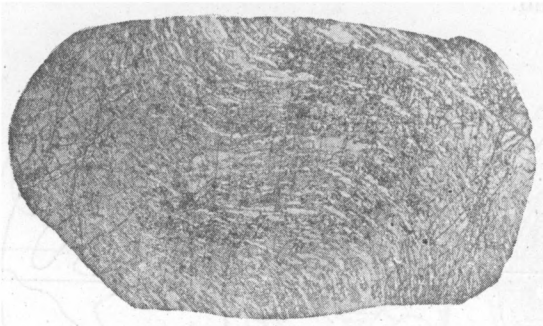


Рис. 49. S-образная ориентировка включений кварца в гранате. Шлиф № 48/25 (ув. 7, без анализатора).

Для выяснения характера связи ориентировки оптических осей зерен кварца S-образных включений в гранате и кварца из вмещающей массы сланца были составлены диаграммы, представленные на рис. 50.

Ориентировка оптических осей зерен кварца, заключенного в гранате, несколько смещена по отношению к ориентировке зерен кварца во вмещающей массе породы. Кварц в гранате расположен в виде цепочек.

Диаграммы иллюстрируют близкие по характеру рисунки узоров в кварце вмещающей массы и в кварце, включенном в гранат, что свидетельствует об одновременности возникновения их ориентировки, т. е. о росте граната в момент движения.

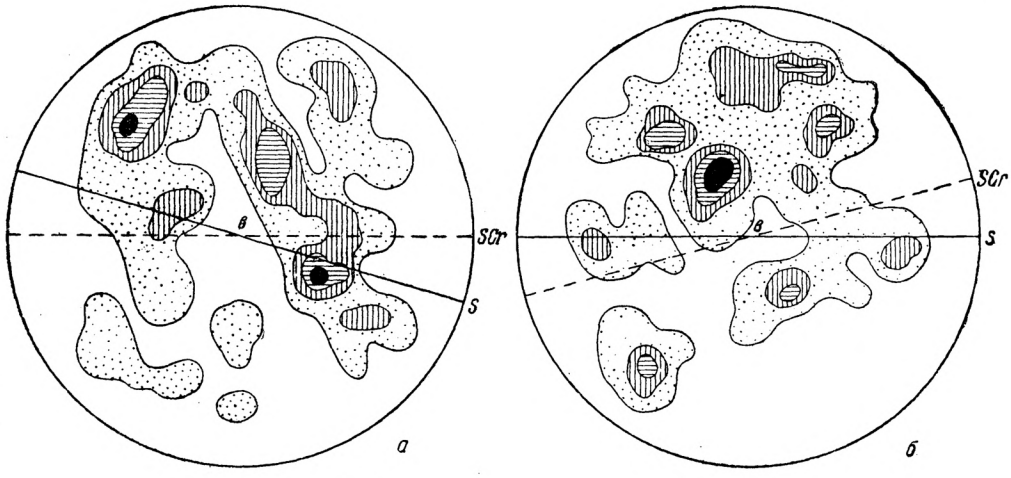


Рис. 50. Диаграмма ориентировки оптических осей зерен кварца

а — включенного в гранат. Шлиф № 147 а/8. 101 оптическая ось зерен кварца. > 1—2—3—4; *б* — во вмещающей массе слюдяно-гранатового сланца. Шлиф № 147 а/8. 101 оптическая ось зерен кварца. > 1—2—3—4.

Ориентированное расположение зерен кварца по форме в порфиробластах может быть объяснено также поздним вторичным их рассланцеванием и проникновением кварца в виде вростков и прожилков по плоскостям рассланцевания.

Случаи позднего рассланцевания порфиробластов встречаются довольно часто и легко различаются макроскопически. В подобных раздробленных, перетертых порфиробластах минералов обычно ориентировка оптиче-

ских осей зерен кварца выражена очень слабо. Наибольшая концентрация выходов осей наблюдается вблизи оси *b*, свидетельствуя о частичном ориентированном росте этого позднего кварца.

Данные микроструктурного анализа по кварцу в различных случаях в зависимости от состава пород показывают неодинаковую степень отчетливости ориентировки оптических осей зерен кварца.

Характерно для большинства диаграмм расположение оптических осей зерен кварца в форме пояса или отдельных максимумов не на плоскости *ac*, но близко к этой плоскости, под углами 20—30°. Для объяснения образования поясов максимумов, близких к *ac*, Х. В. Ферберн (1949) выдвигает гипотезу ориентировки кварца путем скольжения вдоль ребер (*m* : *r*), с которыми в закономерных отношениях находятся деформационные пластинки монокристаллов кварца. Г. Д. Ажгирей (1956), объясняя возникновение подобных максимумов, отмечает, что они наиболее часто связаны с рассланцеванием пород и устанавливаются в областях зон смятия, как это имеет место и для пород района Кейвского синклинория.

Обращает на себя внимание и тот факт, что ориентировка оптических осей зерен кварца во многих случаях выражена не очень отчетливо. Это несколько неожиданно для сильно рассланцеванных пород, к которым безусловно относятся породы свиты кейв. Слабая ориентированность кварца в них может быть объяснена по крайней мере отчасти скольжением кварца по мусковиту и поздней посттектонической перекристаллизацией.

ЗАВИСИМОСТЬ МЕЖДУ ЛИНЕЙНОЙ ОРИЕНТИРОВКОЙ МИНЕРАЛОВ И СКЛАДЧАТОСТЬЮ

Линейная ориентировка минералов хорошо выражена в кианитовых и ставролито-кианитовых сланцах. Она определяется сходным положением удлиненных кристаллов и агрегатов кристаллов кианита. Кианит в сланцах ориентирован преимущественно в близком к меридиональному направлении, т. е. перпендикулярно осям крупных складок и всего синклинория Кейв в целом. Это отчетливо фиксируется на сводной диаграмме, составленной по данным замеров линейной ориентировки кианита и мусковита (рис. 51). Линейная ориентировка минералов, как это можно видеть на рис. 37, перпендикулярна направлению осей крупных линейных и брахисинклинальных складок. В участках поперечных антиклинальных перегибов линейная ориентировка минералов не меняет своего меридионального направления и совпадает здесь с простиранием осей антиклинальных перегибов.

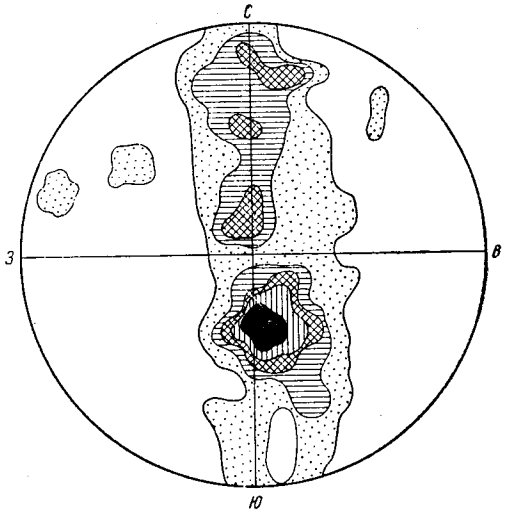


Рис. 51. Сводная диаграмма линейной ориентировки мусковита и кианита в сланцах свиты кейв. 91 замер. > 1—3—5—7—9.

Различаются 3 основных типа соотношения ориентировки кианита и мусковита с мелкими складками, схематически изображенными на рис. 52.

Первый тип (рис. 52, *а*) — кианит лежит в плоскости слоистости и ориентирован перпендикулярно оси складки. Этот тип ориентировки наиболее часто встречается в складках волочения. Ориентировка кианита возникает в момент пластического течения и связана с переориентировкой кианита в тонкопризматические волокнистые агрегаты, расположенные в плоскости слоистости, параллельно которой происходило дифференциальное течение материала породы. Время образования этого типа ориентировки полностью связано с появлением складок волочения, сопровождавших возникновение крупных складчатых структур Кейвского синклинория.

Второй тип (рис. 52, *б*) — минералы (кианит и мусковит) лежат в плоскости слоистости породы и линейно ориентированы параллельно осям мелких складок. Этот тип ориентировки преимущественно встречается

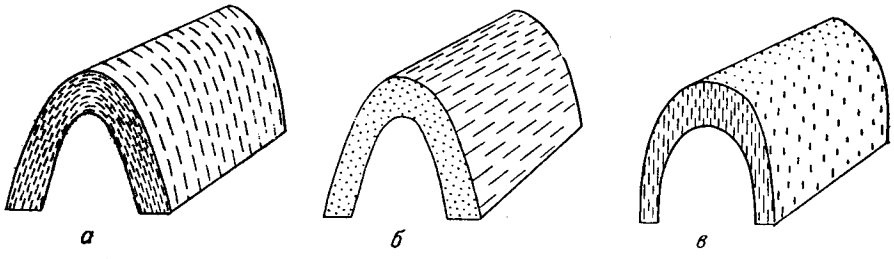


Рис. 52. Схема линейной ориентировки мусковита и кианита в складках.

а — в плоскости слоистости и перпендикулярно к оси складки; *б* — в плоскости слоистости и параллельно оси складки; *в* — параллельно осевой поверхности складки и перпендикулярно оси складки.

в мелких складках, сопровождающих линейные складки северного крыла, а также иногда в кианитовых сланцах брахисинклинальных складок. Положение ориентировки, параллельное осям складок, свидетельствует о возникновении ее в результате вращения кристаллов кианита и мусковита в плоскости слоя.

Третий тип (рис. 52, *в*) — кианит и мусковит ориентированы параллельно осевой плоскости складки. Длинные оси минералов в осевой плоскости складки находятся в положении, перпендикулярном или почти перпендикулярном осям складок. Этот тип ориентировки кианита встречается довольно часто в мелких складках скалывания, развитых в пластах кианитовых сланцев пачки Б, а также в ядрах более крупных линейных складок (для порфиробластических плагиоклазо-ставролитовых сланцев пачки Г, слюдяных сланцев пачки Д, в которых ориентирован мусковит, а также для мелкопризматических и сноповидных ставролито-кианитовых сланцев пачки Б, в которых ориентирован кианит).

Образование подобного типа ориентировки отражает течение вещества породы в твердом состоянии в направлении, параллельном главной оси деформации.

Возникающая при скалывающих напряжениях линейная ориентировка минералов обычно располагается в плоскости слоистости или сечет ее под углом. Наибольший угол между направлением линейной ориентировки минералов и слоистостью наблюдается в замках и наименьший — в крыльях складок.

Ориентировка оптических осей зерен кварца в тех случаях, когда она выражена, также полностью зависит от характера проявления складчатости, так как находится в закономерной связи с линейной ориентировкой других минералов.

На возникновение той или иной ориентировки минералов влиял ряд факторов: форма и размер зерен, текстура и состав породы, характер

возникавших в ней напряжений и др. Образование линейно-ориентированных текстур происходило при условиях вращения имеющихся в породе минералов, сопровождаемого иногда дифференциальным скольжением, и перекристаллизации минералов по принципу Рикке.

Вращение наблюдается главным образом для кварца, граната, плагиоклаза, ставролита — минералов более или менее изометричной формы. Вращение, сопровождаемое дифференциальным скольжением, особенно характерно для мусковита.

Перекристаллизация по принципу Рикке свойственна игольчатым минералам — тонкопризматическому и волокнистому кианиту и амфиболу. При этом происходил рост удлиненных кристаллов в благоприятном направлении, перпендикулярном осям крупных складок.

КЛИВАЖ В КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СЛАНЦАХ

Толкование терминов «сланцеватость» и «кливаж» является дискуссионным (Пэк, 1939; Кропоткин, 1950; Лукин и Кушнарев, 1952; Белев-ев и Тохтуев, 1953; Белоусов, 1954; Хиллс, 1954 ,и др.). Нам представляется наиболее правильным определение термина «кливаж», данного Г. Д. Ажгиреем (1956).

Г. Д. Ажгирей к кливажу относит делимость и трещиноватость, развивающуюся только в слоистых горных породах, генетически связанную со складкообразованием. По соотношению трещиноватости с первичным напластованием пород и элементами складок Г. Д. Ажгирей различает слоевой кливаж (или слоевое рассланцевание), кливаж осевой плоскости, кливаж поперечный к осевым плоскостям складок, межпластовый кливаж. Все эти типы кливажа с различной степенью отчетливости выражены в кристаллических сланцах свиты кейв.

Слоевой кливаж (слоевое рассланцевание). В кристаллических сланцах слоевой кливаж распространен повсеместно. В большинстве случаев он определяет характер отдельности сланцев — от тонкоплитчатой до грубоплитняковой (рис. 53).

Лучше всего слоевой кливаж выражен в кианитовых и ставролито-кианитовых сланцах южного крыла синклинория.

Особенностью этого типа кливажа является изменчивость его простирания, соответственно с изменением простирания пограничных поверхностей различных пластов и пачек кристаллических сланцев.

При наличии слоевого кливажа совершенно не обязательна согласная с ним ориентировка минералов. Очень часто при отчетливо выраженном слоевом кливаже линейная и плоскостная ориентировки минералов направлены под различными к нему углами (рис. 54). Такое соотношение между ориентировкой минералов и слоевым кливажом может свидетельствовать о более раннем возникновении слоевого кливажа, чем ориентировка минералов. Не исключена возможность, что образование слоевого кливажа связано с напряжениями, являвшимися результатом давления, направленного нормально к горизонтально лежащим первично слоистым породам в начальные этапы метаморфизма, до складчатости. Складчатость же, обусловившая скольжение одних слоев по другим, только подчеркнула первоначально наметившийся слоевой кливаж.

Кливаж осевой плоскости. В ряде случаев трещиноватость в кристаллических сланцах ориентирована примерно параллельно осевым плоскостям складок и может быть выделена как кливаж осевой плоскости. Кливаж осевой плоскости широко развит в сильно сжатых линейных складках северного крыла и особенно отчетливо проявляется в порфиробластических плагиоклазо-ставролитовых сланцах. В южном крыле он сопровождает образование складок небольшой амплитуды.

К кливажу осевой плоскости обычно приурочена плоскостная ориентировка мусковита, реже плоских порфиробластических агрегатов кианита.

Иногда кливаж осевой плоскости представляет собой систему тесно расположенных трещин, очень напоминающую слоевой кливаж (рис. 55).

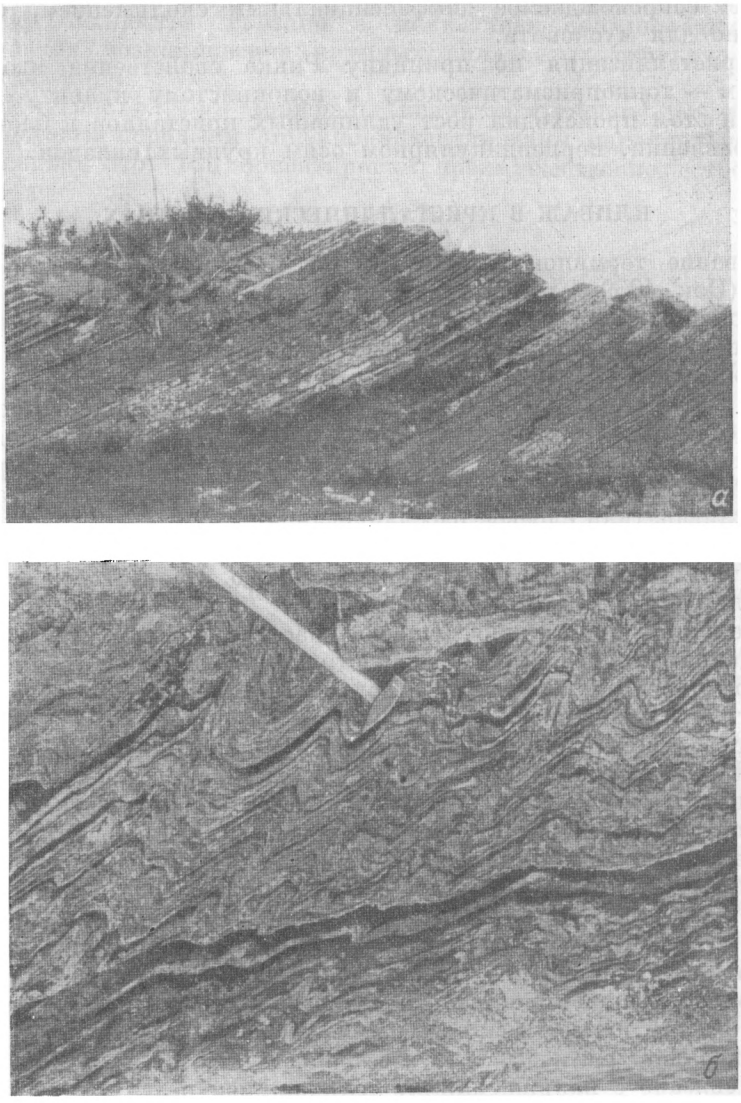


Рис. 53. Слоевой кливаж кристаллических сланцев.
а — в параллельных слоях; *б* — в слоях, смятых в складки.

Отличительной особенностью их является то, что слоевой кливаж более выдержан по простиранию и имеет изогнутое согласно изгибу складки очертание, кливаж же осевой плоскости более или менее прямолинеен, но не так хорошо выдержан по простиранию.

Сопряженность кливажа с осевой плоскостью складок определенно указывает на то, что он образован теми же тектоническими силами, ко-

торые сформировали складчатость, но в период ее завершения, так как обычно кливаж осевой плоскости пересекает слоистость сланцев в местах периклинального замыкания складок.

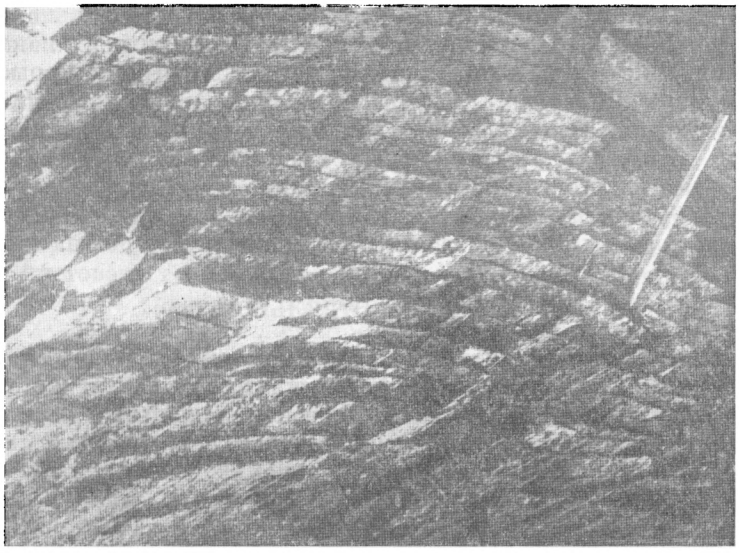


Рис. 54. Косая ориентировка кианита по отношению к слоевому кливажу.

Кливаж, поперечный к осевым плоскостям складок. Кливаж ориентирован в плоскости, поперечной к осевой

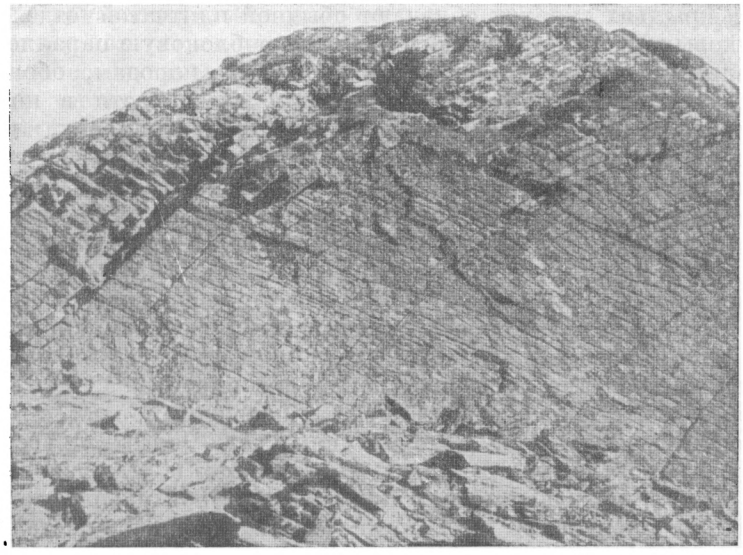


Рис. 55. Сочетание слоевого кливажа (изогнутые линии) с кливажом осевой плоскости.

плоскости складок и имеет вертикальное или близкое вертикальному падение. Этот тип кливажа также имеет на Кейвах региональное развитие. Простирание кливажа меняется с изменением простирания осей складок.

Расстояние между трещинами колеблется от нескольких десятков сантиметров до метра и более.

Межпластовый кливаж образуется в связи с межпластовыми перемещениями при складчатости. Для этого типа кливажа характерно то, что в разных пластах он развивается самостоятельно. В зависимости от механических свойств пород частота трещин и их наклон будут различными. В этом отношении очень показательны некоторые участки сланцев тундры Червурта, где отдельные слои, сложенные кианитом, и слои, сложенные слюдой, имеют различный характер трещиноватости и различный угол ее наклона. Иногда трещины межпластового кливажа в связи с межпластовым проскальзыванием, не вполне завершившимся к моменту образования кливажа, искривляются и приобретают S-образную форму, довольно распространенную среди кианитовых сланцев Кейв.

ТРЕЩИНЫ ОТДЕЛЬНОСТИ

Отдельность кристаллических сланцев связана с главными направлениями кливажа — слоевого и осевой плоскости, а также с направлением, перпендикулярным осевой плоскости. Эти направления делимости обусловливают отдельность пород от тонкоплитчатой в кианитовых сланцах до грубоплитняковой и параллелепипедной в гнейсах, амфиболитах, кварцитах, ставролито-гранатовых и двуслюдяных сланцах.

Характер отдельности прежде всего определяется особенностями состава и строения пород. Так, слоистые породы с различным составом отдельных слоев и хорошо развитым слоевым кливажом прекрасно делятся на тонкие плиты. Более однородные по составу и сложению породы образуют крупные параллелепипедные блоки.

Кроме того, отдельность одних и тех же пород может быть различной в зависимости от пространственного их расположения по отношению к тем или иным элементам складчатой структуры. Так, двуслюдяные сланцы пачки Д в крыльях складок обладают обычной плитчатой отдельностью, но в замковых частях складок приобретают блоковую параллелепипедную отдельность, казалось бы несвойственную породам, обогащенным слюдами. Тесную связь между характером отдельности в породах и их складчатой структурой можно видеть на других примерах, в частности на примерах сходства направлений трещин отдельности в гнейсах и в секущих их телах ортоамфиболитов, в которых трещины отдельности располагаются независимо от положения контактных поверхностей и без перерыва и изменения в направлении могут переходить во вмещающие гнейсы.

В амфиболитах, кроме трещин отдельности, совпадающих по расположению с трещинами отдельности во вмещающих породах, иногда фиксируются системы трещин, независимых от элементов тектоники вмещающих пород и, вероятно, имеющих первичное происхождение, связанное с условиями кристаллизации и остывания основной магмы, с формой и пространственным положением интрузивных тел. Что отдельность подобного рода и происхождения могла иметь место в интрузивных телах основных пород, убеждает присутствие своеобразной радиальной и призматической отдельности в дайках диабазов, секущих кристаллические сланцы, несомненно первичной по своему характеру.

Таким образом, в породах района Кейв отдельность преимущественно возникла при складкообразовании, характер ее определяется составом и строением пород, а также их положением по отношению к элементам складчатой структуры. В интрузивных магматических породах частично может сохраняться первичная отдельность, независимая от отдельности, возникающей при складчатости.

СЛАНЦЕВАТОСТЬ В КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СЛАНЦАХ

Следуя определению, данному Г. Д. Ажгиреем (1956), «сланцеватостью» будем называть делимость породы по густой системе субпараллельных трещин, возникающих вследствие пластической деформации пород при складкообразовании. В кристаллических сланцах сланцеватостью будем называть некоторые категории хорошо развитых систем кливажа, трещины которого могут быть более или менее хорошо выражены или могут иметь потенциальный характер.

Сланцеватость пород на Кейвах чаще всего развита параллельно напластованию или параллельно осевой плоскости складок, а также иногда по обеим направлениям одновременно.

Сланцеватость, параллельная напластованию, свойственна кианитовым и слюдяным сланцам пачек Б и Д. При этом более тонкая сланцеватость — листоватость — наблюдается в слюдяных сланцах, особенно более обогащенных слюдой. В кианитовых сланцах толщина плит обычно составляет 2—5 см, реже уклоняется в большую сторону. Ориентировка минералов, особенно кианита, но также и мусковита, может не совпадать с плоскостью сланцеватости, параллельной напластованию, а располагаться под углом к ней, в осевой плоскости складок, определяя одновременное присутствие второго направления сланцеватости в породах.

В кристаллических сланцах, достаточно обогащенных слюдой, но с плохо выраженной первичной слоистостью, сланцеватость, параллельная напластованию, может отсутствовать полностью, как это характерно для порфиробластических плагиоклазо-ставролитовых сланцев пачки Г. В этих породах сланцеватость следует главным образом параллельно осевым плоскостям складок и связана с соответствующей переориентировкой мусковита.

Во многих случаях наблюдается также сланцеватость в амфиболитах. Рассланцевание чаще проявляется в хлоритизированных зонах эндоконтактов, но может захватывать всю массу породы. При этом плоскость сланцеватости может следовать параллельно направлению контактов или располагаться под любым углом к ним при полном совпадении со сланцеватостью вмещающих пород. Подобные соотношения обычны в замковых частях складок, а также при секущем залегании метабазитов.

Ограничиваясь этим при характеристике сланцеватости пород, заметим, что существо данного явления полностью охватывается понятием «кливаж» в определении и объеме, приведенном выше, согласно Г. Д. Ажгирею (1956). Поэтому мы не видим необходимости в сохранении обоих этих терминов, по существу равнозначных, и считаем целесообразным в дальнейшем упразднить один из них.

ДИЗЪЮНКТИВНЫЕ (РАЗРЫВНЫЕ) НАРУШЕНИЯ

О большой роли дизъюнктивных нарушений в формировании тектонической структуры Кейв свидетельствуют многочисленные и разнообразные проявления кислого и основного магматизма. Вместе с тем нельзя согласиться с той трактовкой роли дизъюнктивной тектоники Кейв, которую развивал П. В. Соколов (1940) в представлениях о широком проявлении на Кейвах чешуйчато-надвиговых структур, наличии систем мозаичных сбросов, аллохтонном строении северного крыла Кейвского синклинория и мощном надвиге на Кейвы микроклиновых гранито-гнейсов архея.

В формировании тектонической структуры Кейв следует выделить по крайней мере 3 этапа возникновения разрывных нарушений: разрывные нарушения, имевшие место до складчатости, одновременно с ней и после складчатости.

Ранний, доскладчатый этап, был связан с дифференциальными движениями в кристаллическом фундаменте по системе крутопадающих глубинных разломов, послуживших путями проникновения ультраосновной и основной магмы в породы верхнего структурного яруса — гнейсы и кристаллические сланцы. При этом в гнейсах возникли как секущие, так и пластовые интрузивные тела основных пород, в кристаллических сланцах — преимущественно пластовые интрузивные залежи (силлы), в гораздо меньшей мере — пластово-секущие и секущие интрузивные тела.

В последовавший затем период решающее значение приобрели складчатые деформации, сопровождаемые интрузией плагио-микроклиновых

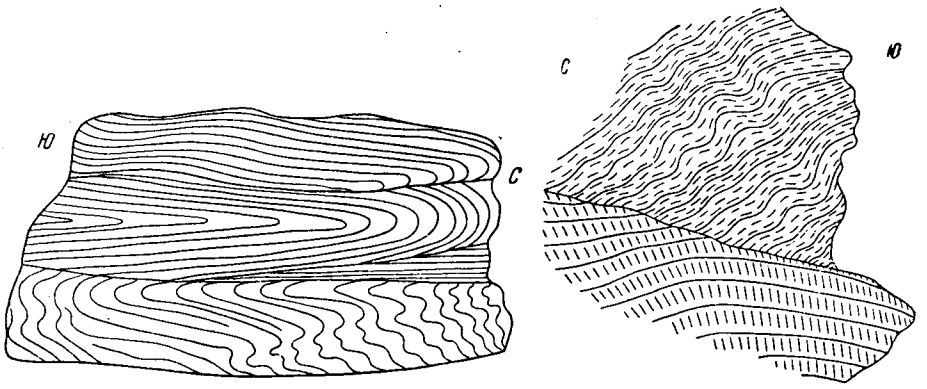


Рис. 56. Разрывные нарушения в кианитовых сланцах тундры Червурта. Рисунки Д. Д. Мирской.

гранитов. Подчиненные им разрывные нарушения играли незначительную роль, проявляясь преимущественно в заключительные этапы складчатости.

Наиболее характерным типом разрывных нарушений этого периода явилось возникновение зон внутрипластового скольжения, брекчирования, перетирания и перекристаллизации сланцев в крыльях сжатых, частью изоклинальных складок северного крыла Кейвского синклинория. В менее сильной степени микронарушения разрывного типа или в форме брекчирования основной существенно кварцевой ткани кианитовых сланцев проявлены в породах всего синклинория в целом.

В участках развития складчатости волочения в южном крыле Кейвского синклинория часто наблюдаются разрывы и смещения с небольшими амплитудами внутри кианитовых сланцев пачки Б. В результате разрывов вся масса сланцев как бы образовывала гигантскую брекчию с обломками, или блоками в несколько метров в поперечнике. В каждом из блоков сохранялась ориентировка кианита, возникшая в результате складчатости, но сами блоки смещены по отношению друг к другу. Зоны подобных нарушений (рис. 56), не выходящих за пределы одного или нескольких пластов, особенно распространены на тундрах Червурта, Б. Ров, Мальурдайв и в других участках в центральной части Кейв.

С заключительными этапами складчатости, возможно, были связаны и более крупные нарушения в нижнем структурном ярусе, сопровождавшиеся внедрением магмы щелочных гранитов. Прямых доказательств этого не имеется, можно также допускать наличие более или менее значительного разрыва во времени между складчатостью и интрузией щелочных гранитов. Во всяком случае имеется возможность выделить этап

послескладчатых разрывных нарушений более поздних, чем интрузии щелочных гранитов. Роль их в районе Кейв также невелика. Они определяются наличием разрывов сев.-вост. простирания, с приуроченными к ним дайками диабазов, габбро-диабазов, авгитовых порфиритов.

Кроме того, нередко отмечается в гнейсах, в том числе измененных под воздействием щелочных гранитов, наличие зон милонитизации, или дробления, не сопровождающегося каким-либо дополнительным их изменением. Подобные зоны дробления и перетирания гнейсов также имеют сев.-вост. простирание. Не исключена возможность, что некоторые «рвы» — ущелья, прорезающие крылья складок кейвских сланцев, приурочены, в свою очередь, к подобным же зонам дробления и перетирания в кристаллических сланцах с незначительными амплитудами смещения, вследствие чего они непосредственно не отражены в залегании пород или отражены в небольшой мере. Особенно вероятна первично-тектоническая природа «рвов» Анкуруэй, Ельйока, Пятчемского, Червуртского, Мальурдайва, Лебяжий, Евлегерруй и др., о чем указывалось ранее другими исследователями (Григорьев, 1932; Соколов, 1940).

РАЗВИТИЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ КЕЙВ

Обобщая существенные черты геологии и тектоники района Кейв, следует сделать вывод о том, что синклинорная тектоническая структура Кейв не имеет обособленного характера, а является составной частью более крупного складчатого пояса. В соответствии с этим представляется закономерным различие строения северного и южного крыльев Кейвского синклинория. Сжатые опрокинутые складки линейного типа, образующие северное его крыло, свидетельствуют о переходе здесь тектонической структуры в антиклинальную с развитием интенсивной полной складчатости, характерной для обращенных антиклинориев. Этот переход был предопределен существованием зоны продольных глубинных разломов, следующих вдоль северной границы Кейв, с приуроченными к ним трещинными основными и ультраосновными интрузиями.

Система брахисинклинальных открытых складок южного крыла определяет переход полной складчатости северного крыла в промежуточную и прерывистую по направлению к югу, к соседним крупным тектоническим структурам (антиклинориям и синклинориям восточнокольского складчатого пояса).

Региональные сочетания структурных форм, свойственные Кейвам, являются весьма типичными в строении складчатых поясов вообще, что достаточно отчетливо показано В. В. Белоусовым (1954). В этой связи нельзя не указать на несостоятельность представления об опрокидывании складок северного крыла Кейвского синклинория в результате надвига гранито-гнейсов архея на свиту кейв (Соколов, 1940; Харитонов, 1957).

Данное представление не объясняет механизма возникновения системы брахискладок южного крыла Кейвского синклинория, постепенно переходящих в сжатые изоклинальные складки северного крыла и возникших одновременно с ними. Это представление находится в противоречии с фактом существования глубинных разломов, служивших путями внедрения основной и ультраосновной магмы еще до складчатости, а также с фактом синорогенности микроклиновых гранитов, которые в этих условиях не могли образовывать надвига на свиту кейв, а как было показано ранее, приспособлялись к возникавшим тектоническим структурам, в частности к ядрам антиклинальных складок.

В свете отмеченных фактов и с учетом особенностей геологии Кейв для объяснения образования складчатости следует принять тот же механизм, какой был описан П. Н. Кропоткиным (1950) для Северного Казахстана. С этой точки зрения следует предположить, что образование всех крупных складчатых форм (линейных складок и брахискладок) было предопределено системой линейных и поперечных разломов в нижнем структурном ярусе — архейском плагиогранитовом фундаменте.

Радиальные движения блокированного фундамента обусловили возможность накопления мощных осадочных толщ в пределах восточнокольского подвижного пояса, испытавших впоследствии региональный метаморфизм. Возобновление радиальных движений в условиях растяжения сопровождалось внедрением вдоль глубинных разломов основной и ультраосновной магмы. При этом разломы частично захватывали и породы верхнего структурного яруса — гнейсы и кристаллические сланцы — и служили путями проникновения магмы в эти породы. Размещение магмы в них происходило преимущественно вдоль границ литологически различных пород или под небольшим углом к ним с образованием типичных пластовых и пластово-секущих интрузивных залежей (силлов).

Дальнейшие дифференциальные движения в блокированном фундаменте, сопровождавшие тангенциальные напряжения, обусловили складчатость пластичных пород верхнего структурного яруса. С наибольшими амплитудами вертикальных перемещений вдоль продольных разломов было связано образование системы линейных сжатых складок, опрокинутых в сторону опускавшегося крыла складчатой зоны. На дифференциальные перемещения отдельных блоков в южном крыле синклинория с относительно небольшими амплитудами породы верхнего структурного яруса — гнейсы, кристаллические сланцы и заключенные в них основные и ультраосновные породы — отвечали возникновением более спокойной брахискладчатости.

Таким образом, ведущая роль в формировании складчатой структуры Кейв и в геотектоническом развитии всего восточнокольского складчатого пояса в целом принадлежит радиальным движениям блокированного фундамента. Тангенциальные напряжения и движения масс в верхнем структурном ярусе имели производный характер, являлись следствием радиальных движений. Последние происходили или в результате тангенциальных сжимающих напряжений в нижнем структурном ярусе и тогда не сопровождались магматизмом, или при условиях растяжения, — и тогда глубинные разломы становились путями проникновения магмы, основной и отчасти кислой.

Следуя намеченной схеме геотектонического развития района Кейв как части восточнокольского складчатого пояса, можно выделить следующие этапы или фазы формирования тектонической структуры Кейв:

а) возникновение региональных разломов в древнем гранито-гнейсовом фундаменте в результате тангенциальных сжимающих напряжений, дифференциальные радиальные перемещения крупных блоков, интенсивный размыв поднимавшихся блоков и накопление осадков в зонах опускания;

б) региональный метаморфизм глубоко погруженных горизонтально залегающих масс осадочных пород, возникновение под влиянием статической нагрузки вышележащих пород и в условиях частичного горизонтального течения материала сланцеватых текстур, параллельных первичной слоистости (слоевой кливаж);

в) возобновление радиальных движений в условиях тангенциальных растягивающих напряжений, дальнейшее дробление блоков фундамента и возникновение разломов в гнейсах и кристаллических сланцах верх-

него структурного яруса, внедрение основной магмы по глубинным разломам в породы верхнего структурного яруса с образованием здесь пластовых и частично секущих интрузий;

г) усиление дифференциальных движений блоков нижнего структурного яруса, складчатость пород верхнего структурного яруса, повторный региональный их метаморфизм, ультраметаморфизм и гранитизация пород нижнего и отчасти верхнего структурных ярусов в антиклинорных зонах, с образованием плагио-микроклиновых гранитов, порфиробластических микроклиновых гранитов и их мигматитов по плагиогранитам, гранодиоритам и гнейсам;

д) внедрение по существовавшим разломам в завершающую стадию складчатости магмы щелочных гранитов, преимущественно размещавшейся по границе между плагиогранитами фундамента и вышележащими осадочно-метаморфическими породами верхнего структурного яруса, частично в самих этих породах; контактовый метаморфизм последних.

С региональными тектоническими структурными элементами Кейвского синклинория закономерно сопряжены разнообразные формы следующих порядков (вплоть до микроскладок, закономерной ориентировки минералов и т. п). Генезис мелких и мельчайших тектонических форм многообразен. В своей основе он связан с генезисом крупнейших региональных тектонических форм, но отнюдь не тождествен ему.

Нельзя не согласиться с выводом Н. М. Синицына (1956), что «отождествление генезиса мельчайших и крупнейших тектонических форм приобрело характер законченной методики исследования и в существенной мере способствовало распространению представлений об обязательной, исключительной сложности региональных структурных элементов докембрийских кристаллических сланцев». В этом отношении анализ региональной тектонической структуры Кейв свидетельствует об ее относительной простоте (по сравнению с альпинотипными тектоническими структурами), которая вообще присуща тектоническим структурам всего восточнокольского складчатого пояса и, вероятно, свойственна значительным областям докембрия в гораздо большей мере, чем это было принято считать до сих пор.

Глава 6

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД КЕЙВСКОЙ СЕРИИ

Кейвская метаморфическая серия образована двумя главными комплексами пород.

Первый из них, слагающий гнейсовый горизонт, представлен относительно однообразными породами. Среди них преобладают биотитовые и гранато-биотитовые гнейсы. Менее распространены конгломераты — базальные и внутриформационные. В зонах контактов с плагио-микроклиновыми и щелочными гранитами биотитовые и гранато-биотитовые гнейсы преобразованы в инъекционные гнейсы и амфиболовые гнейсы-метасоматиты.

Второй комплекс пород, слагающий свиту кейв, преимущественно представлен разнообразными кристаллическими сланцами, среди которых преобладают высокоглиноземистые ставролито-гранатовые, кианитовые, кианито-ставролитовые, мусковитовые и двуслюдяные сланцы.

Описание пород мы будем осуществлять, придерживаясь по возможности стратиграфической их последовательности.

Базальные конгломераты. Встречены в районе западных Кейв, залегают в основании горизонта гнейсов на эродированном архейском фундаменте, сложенном гранодиоритами. Внешне они представляют собой неравномернозернистые огнейсованные породы темного цвета с включенными в них светлыми гальками и валунами, резко обособленными от цемента (рис. 57). В отдельных прослоях, вдоль которых, по-видимому, происходили тектонические подвижки, гальки полностью или частично перетерты и разлинзованы, вследствие чего породы приобретают неравномерный, полосатый облик.

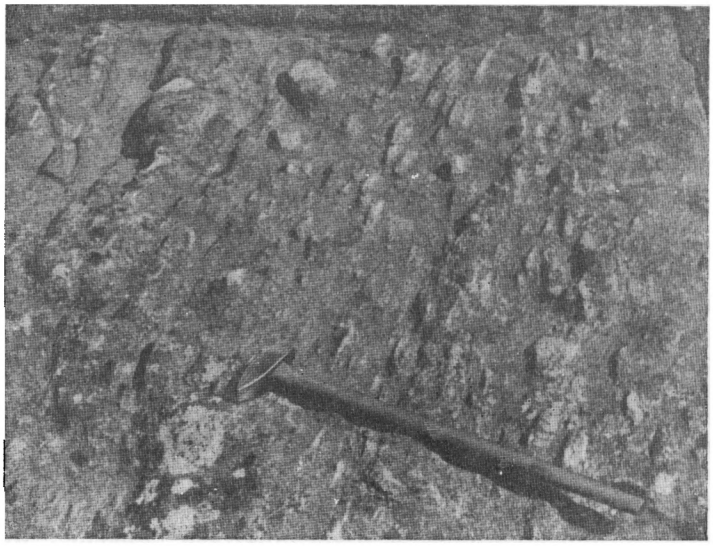


Рис. 57. Конгломерат с гальками гранодиорита.

Соотношения между содержанием галек и цемента в породах не постоянны. В нижних частях пласта базальных конгломератов содержание галек размером более 1 см достигает 50% и более; в верхних — содержание галек постепенно убывает до полного их исчезновения.

Гальки в конгломерате линейно вытянуты и обычно имеют форму сигар. Размер галек в поперечнике составляет от долей сантиметра до 15—20 см. В длину они достигают 50—60 см. Линейная вытянутость галек согласна с направлением осей мелких складок.

По составу в базальных конгломератах преобладают гальки гранодиоритов, реже встречаются кварцевые гальки, преимущественно с дымчатым кварцем. Кварцевые прожилки с аналогичным дымчатым кварцем встречаются внутри галек гранодиоритов. Эти кварцевые прожилки принадлежат самим гранодиоритам, так как не переходят в цемент. Гальки гранодиоритов обладают светло-серой, реже серо-розовой окраской.

Гранодиориты галек среднезернистые, с массивным или гнейсовидным сложением породы. Структура их аллотриоморфнозернистая или гранобластическая.

Минеральный состав: плагиоклаз, кварц, биотит, амфибол, магнетит. Плагиоклаз с содержанием 20—27% анортитовой молекулы, полисинтетически сдвойникован, образует ксеноморфные зерна. Кварц находится обычно в виде округлых зерен, иногда образующих кучные обо-

собления. В кварце наблюдается слабое волнистое погасание. Биотит развивается в виде пластинок, ориентированных в одной плоскости. Совместно с ним часто встречается амфибол, представленный обыкновенной или слабо щелочной роговой обманкой. В отдельных случаях биотит и амфибол замещены почти полностью магнетитом, который выделяется в виде мелких кристалликов. При наличии в породе магнетита она обычно приобретает розовую окраску.

Количественный минеральный состав гальки гранодиоритов приведен в табл. 15. Для сравнения в этой же таблице приведены подсчеты состава гранодиоритов и олигоклазовых гранитов, служащих фундаментом для конгломерата.

Таблица 15

Количественный минеральный состав гранодиоритов, подстилающих конгломераты и слагающих гальки (в объемных %)

Породы	Подстилающие гранодиориты		Гранодиориты галек		
	обр. 232	обр. 228	обр. 236/1	обр. 236	обр. 236а
Кварц	30.6	32.5	38.8	29.0	35.2
Плагиоклаз	64.7	57.4	60.5	64.5	60.5
Микроклин	1.2	6.6	—	—	—
Биотит	3.2	0.4	0.3	3.7	1.5
Амфибол	—	—	—	2.8	2.8
Магнетит	—	2.3	0.4	—	—
Сфен	—	0.2	—	—	—
Эпидот	0.1	0.2	—	—	—
Ортит	—	0.4	—	—	—
Апатит	0.2	—	—	—	—

Характерной особенностью состава подстилающих гранодиоритов является присутствие в них микроклина, содержание которого в наиболее измененных (мигматизированных и метасоматически измененных) разновидностях иногда достигает значительной величины благодаря почти полному замещению плагиоклаза. В гальке же микроклин отсутствует, что может служить указанием на более поздний, наложенный на породы фундамента процесс калиевого метасоматоза.

Для установления химического состава пород, слагающих гальки, и пород, на которых лежат конгломераты, были выполнены их химические анализы, результаты которых приведены в табл. 16.

Таблица 16

Химический состав гранодиоритов из гальки и подстилающих конгломераты пород

№ образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	MnO	K_2O	Na_2O	P_2O_5	BaO	H_2O	П. п. п.	Сумма
236	70.30	0.26	15.12	0.93	1.43	1.90	1.42	0.01	1.39	6.48	0.08	—	0.42	0.64	100.38
214	70.98	0.29	15.43	1.43	0.58	2.14	0.81	0.03	1.80	5.05	0.09	0.05	0.49	0.87	100.04

Примечание. Обр. 236 — гранодиорит из гальки базального конгломерата. Гора Иинпорь. Коллекция И. В. Белькова и И. Д. Батиевой, аналитик Ю. Н. Новикова. Обр. 214 — гранодиорит оз. Ефимозеро. Коллекция И. Д. Батиевой, аналитик Ю. Н. Новикова.

Как следует из приведенных в табл. 16 анализов, гранодиорит, слагающий гальки базальных конгломератов, близок по химическому составу гранодиоритам, подстилающим базальные конгломераты.

Цемент конгломерата имеет состав биотито-амфиболового гнейса, богатого темноцветными минералами, суммарное содержание которых достигает 37%. Количественный минеральный состав цемента, а также гнейсов, залегающих выше конгломератов, приведен в табл. 17.

Таблица 17

Количественный минеральный состав цемента и гнейсов, залегающих выше конгломератов

Породы	Цемент конгломерата (обр. 231)	Гнейс близ конгломерата (обр. 218)	Гнейс в удалении от конгломерата (обр. 295)
Кварц	27.4	31.9	22.5
Плагиоклаз	31.1	33.4	59.5
Микроклин	3.6	—	0.3
Биотит	20.0	29.4	16.6
Амфибол	17.3	3.6	—
Мусковит	—	—	1.4
Кальцит	—	1.0	+
Апатит	0.3	1.0	0.2
Сфен	0.3	+	+
Эпидот	+	0.2	+
Ортит	+	+	+
Магнетит	—	0.4	—

Структура цемента конгломерата гранолепидобластовая, крупнозернистая. Пластинки биотита крупные, до нескольких миллиметров в длину, частично замещаются амфиболом.

Микроклин в цементе более поздний, развивается по плагиоклазу. В остальном состав цемента и слагающие его минералы мало отличаются от типичных биотитовых гнейсов, особенно обогащенных биотитом.

Биотитовые и гранато-биотитовые гнейсы. Наиболее обычные разновидности биотитовых и гранато-биотитовых гнейсов представляют собой мелкозернистые породы с более или менее отчетливо выраженной гнейсовидной текстурой, определяющейся преимущественной ориентировкой биотита. В гранато-биотитовых гнейсах на фоне мелкозернистой основной ткани выделяются розовые порфиробласты граната размером до нескольких миллиметров в поперечнике.

Гнейсы разбиты трещинами на грубоплитчатые или параллелепипедные блоки. В узких зонах интенсивного рассланцевания гнейсов наблюдается более тонкая плитчатая их отдельность и возникают поверхности зеркал скольжения, покрытые чешуйками хлорита и светлой слюды.

Цвет гнейсов меняется от светло-серого до темно-серого, в зависимости от большего или меньшего содержания биотита.

По минеральному составу среди биотитовых и гранато-биотитовых гнейсов различаются разновидности: лейкократовые и меланократовые, обогащенные микроклином, безмикроклиновые или с незначительным его содержанием. Безмикроклиновые гнейсы распространены по границе со сланцами свиты кейв. Увеличение содержания микроклина всегда наблюдается в гнейсах по мере приближения их к массивам щелочных и плагио-микроклиновых гранитов и связано, по-видимому, с метасоматическим воздействием гранитов.

По текстурам выделяются разновидности гнейсов: массивные, гнейсовидные, полосчатые, реже сланцеватые, пятнистые, брекчиевидные, стебельчатые.

В массивных разновидностях, бедных биотитом, его ориентировка незаметна. Наоборот, в гнейсах, обогащенных биотитом, отчетливо выражена его параллельная ориентировка. Типичный биотитовый гнейс представлен на рис. 58.

Нередко в гранато-биотитовых гнейсах наблюдаются разновидности, характеризующиеся наличием порфиробластических стяжений граната. Вокруг подобных стяжений или обособлений граната порода приобре-

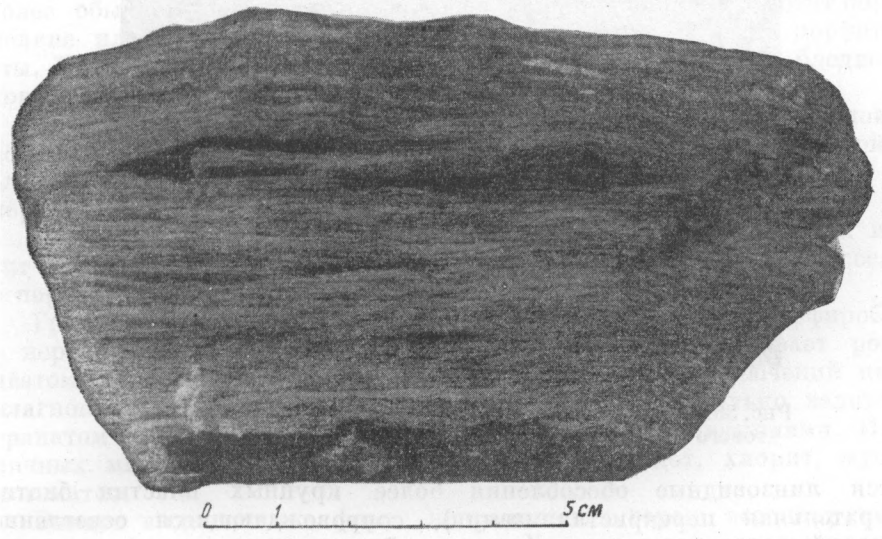


Рис. 58. Биотитовый гнейс с типичной гнейсовидной текстурой. Образец № 3/52.

тает кварцево-полевошпатовый состав, становится более крупнозернистой и осветляется, что указывает на полный вынос железа к центру обособлений. Размер порфиробластических стяжений граната обычно составляет 1—2 см в диаметре, а зоны осветления достигают в поперечнике 10—15 см. Иногда подобные образования имеют концентрически-зональное строение с чередованием 3—4 зон различного состава.

В гранато-биотитовых гнейсах, кроме того, гранат иногда обособляется в прожилках, согласных с гнейсовидностью, причем такое его обособление также сопровождается осветлением породы и исчезновением биотита в зонах, параллельных прожилкам.

С явлениями метасоматоза в гнейсах связано и появление порфиробластических выделений или кучных мелкозернистых обособлений микроклина, иногда кальцита. Последний, кроме того, выделяется в небольших прожилках, замещает кварцевые гальки, спорадически встречающиеся в гнейсах, выстилает полости различных пустот.

Гнейсам различных текстурных разновидностей обычно свойственны порфиробластические структуры с гранобластической, лепидогранобластической или микрогранобластической структурой основной кварцево-полевошпатовой ткани.

Порфиробласты в различных случаях представлены гранатом, микроклином, плагиоклазом или биотитом. Величина порфиробласт не превышает 0.5—1.0 см. Мелкозернистая основная ткань породы состоит из зерен кварца, полевого шпата и биотита размером около 0.05 мм. Их

зерна имеют прямолинейные или зубчатые очертания. Кристаллобластическое развитие более или менее изометричных зерен в случае небольшого содержания в породе слюды позволяет определить структуру как гранобластическую. При большем содержании биотита структура становится лепидогранобластической (рис. 59). В гнейсах иногда наблю-

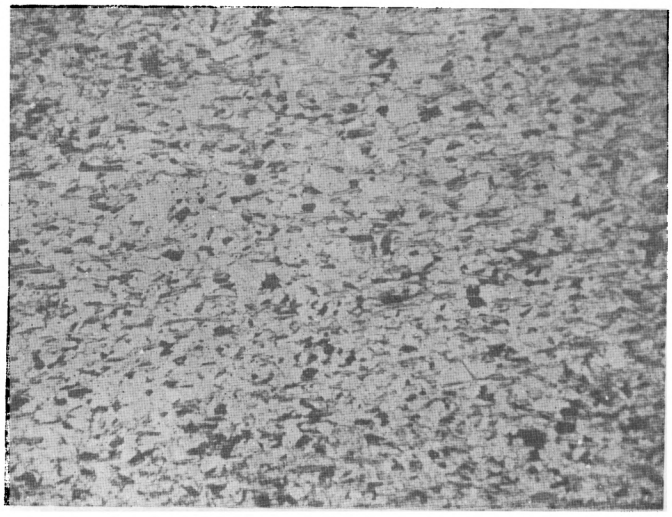


Рис. 59. Лепидогранобластическая структура гранато-биотитового гнейса. Шлиф № 61/36 (ув. 25, без анализатора).

даются линзовидные обособления более крупных пластин биотита (собирательная перекристаллизация), сопровождающиеся осветлением остальной части породы, строение которой при этом становится неравномернозернистым, а структура зубчатой. Также нередко происходит обособление кварца, плагиоклаза, микроклина в виде линз, более крупнозернистых, чем основная ткань породы.

Таблица 18

Оптические свойства плагиоклаза в гнейсах (по данным Д. Д. Мирской)

№ шлифа	⊥ (001)			Процент содержания анортита
	Ng	*Nm*	*Np*	
38/24	81	20	73	24
38/24	77	20	75	26
68а/1	88	18	73	18
38/24а	85	10	81	24
38/24а	89	9	80	20

Главными минералами в биотитовых и гранато-биотитовых гнейсах являются: кварц (17.0—65.0%), плагиоклаз (5.0—60.0%), микроклин (0.0—35.0%), биотит (7.0—25.0%), гранат (0.0—10.0%). Как второстепенные минералы встречаются мусковит, эпидот, сфен, рудные минералы (магнетит, сульфиды, гематит), апатит, хлорит, кальцит, ортит, циркон, графит.

Кварц представлен изометричными или несколько удлиненными зернами с угловатыми, округленными или зазубренными очертаниями и волнистым угасанием. Кварц равномерно распределен в породах или образует жилковидные и линзовидные скопления, сложенные зернами несколько больших размеров, чем зерна основной ткани.

Плагиоклаз образует мелкие изометричные или несколько удлиненные зерна, а также встречается в виде порфиробласт. По составу плагиоклаз относится к олигоклазу с содержанием анортитовой молекулы от 18 до 26% (табл. 18). Зерна гаснут ровно или слабо зонально в связи

с несколько более основным составом в центральной их части. Изредка зерна сдвойникованы полисинтетически или в шахматном порядке. Порфиробласты плагиоклаза содержат включения различных минералов и даже небольшие участки основной ткани. Как вторичные минералы по плагиоклазу развиваются эпидот и серицит.

Микроклин образует мелкие изометричные или неправильные зерна и иногда порфиробласты неправильных очертаний, отличается прозрачностью и типичной двойниковой решеткой. Порфиробласты микроклина включают зерна кварца и плагиоклаза.

Слюда в гнейсах встречается в виде трех разновидностей: интенсивно окрашенной (биотит), бледноокрашенной и бесцветной (мусковит). Наиболее обычной разновидностью слюд является биотит. Биотит образует мелкие пластинки часто с неровными очертаниями, реже порфиробласты. Плеохроирует от темного зеленовато-бурого по *Ng* до бледно-зеленовато-бурого по *Np*.

Бледноокрашенная слюда плеохроирует от желтовато-зеленоватого по *Ng* до почти бесцветного по *Np*. Она образует большей частью пойкилобласты, включающие большое количество минералов основной ткани породы.

Бесцветная слюда (мусковит) встречается спорадически, как и биотит образует мелкие пластинки, более или менее равномерно рассеянные в породе.

Гранат образует иногда идиобласты, но чаще пойкилопорфиробласты с неровными очертаниями. В толстых шлифах просвечивает розовым цветом. Гранат содержит множество пойкилитовых включений кварца, плагиоклаза и биотита. Содержание их иногда настолько велико, что гранатом выполнены лишь узкие каемки между включениями. Из вторичных минералов по гранату развиваются эпидот, хлорит, мусковит и гематит.

Эпидот выделяется в форме неправильных зерен, ассоциирующихся с гранатом, плагиоклазом и биотитом. Хлорит развивается как вторичный минерал по гранату, реже по биотиту и плагиоклазу. Плеохроирует в зеленых тонах от бледного по *Ng* до более интенсивного по *Np*.

Рудные минералы встречаются в незначительных количествах в виде мелких неправильных зерен, реже кристаллов (магнетит). Гематит имеет буровато-красный или красный цвет, образует чешуйки и неправильные зерна, располагающиеся вдоль трещин в гранате.

Кальцит встречается спорадически, иногда в значительных количествах в виде отдельных ксеноморфных зерен или их скоплений. При своем развитии кальцит замещает кварц и плагиоклаз.

Сфен и ортит присутствуют в незначительных количествах в виде изометричных зерен. Оба минерала ассоциируются с эпидотом и биотитом. Сфен слабо плеохроирует в светлых коричневатых тонах. Ортит бурый, различных оттенков, почти изотропный, часто окружен эпидотовой каймой.

Графит (?) образует непрозрачные, микроскопических размеров шестиугольные чешуйки. Присутствует в гнейсах, близко расположенных к сланцам. Более густая вкрапленность графита наблюдается в участках породы, обогащенных биотитом, а также в зонах милонитизации и бластеза гнейсов. Не исключена возможность, что наряду с графитом в гнейсах присутствует ильменит, отличить который от графита крайне затруднительно.

Гравийно-галечные биотитовые и гранато-биотитовые гнейсы. Гравийно-галечные биотитовые и гранато-биотитовые гнейсы являются литологической разновидностью обычных гнейсов, среди которых они, по-видимому, слагают отдельные про-

слои и линзы. Они спорадически встречаются как в центральных, так и в восточных Кейвах. Мощность гравийно-галечных прослоев обычно составляет несколько метров, реже — более.

Среди гравийно-галечных гнейсов различаются олигомиктовые и полимиктовые разновидности. Первые пользуются большим распространением. В них присутствуют гальки и гравий однородного состава: кварцевые, кварцитовые, состава самих гнейсов. Во вторых разновидностях присутствуют одновременно гальки различного состава, например кварцевые и кварцитовые.

Размер гравийных обломков и галек колеблется в пределах от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. Форма галек разно-

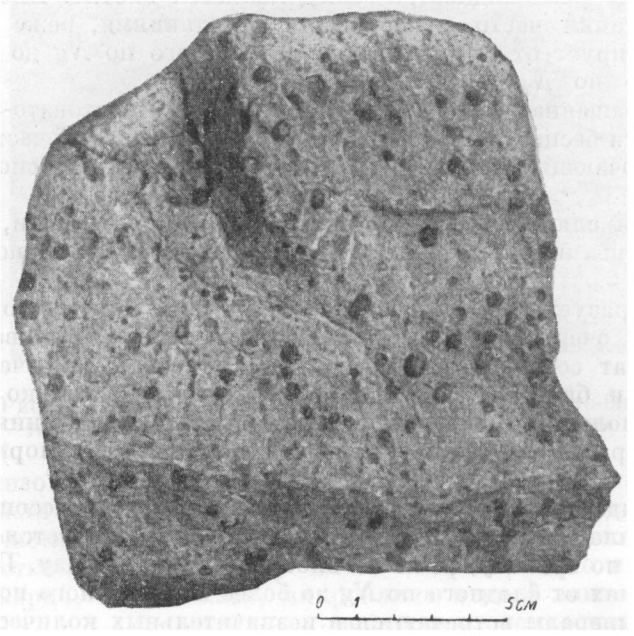


Рис. 60. Гравийно-галечный гнейс с кварцевыми гальками и гравием.

образна, так же как и степень окатанности. Кварцевые и кварцитовые гальки имеют округлую или эллипсоидальную форму и обычно очень хорошо окатаны (рис. 60). Гальки угловатой формы составляют не более нескольких процентов от общего их количества. Гальки существенно кварцево-полевошпатового состава, чаще сильно уплощены согласно с гнейсовидностью слагающей их породы. Гальки состава биотитового гнейса, в гнейсовом же цементе имеют самую разнообразную форму — от остроугольной до круглой (катыши и внутрислоевая брекчия).

Цемент гравийно-галечных гнейсов по структуре и минеральному составу аналогичен обычным биотитовым и гранато-биотитовым гнейсам. Текстура цемента гнейсовидная. Структура гранобластическая, иногда зубчатая. Главные минералы породы — кварц, плагиоклаз, микроклин, биотит, иногда гранат. Как второстепенные минералы встречаются мусковит, сфен, рудные минералы, апатит, эпидот, хлорит, ортит, кальцит, циркон.

Кварцевые гальки имеют внешнюю поверхность гладкую, в шлифах волнистую или мелкозазубренную. Мелкие гальки и гравий (до нескольких миллиметров в поперечнике) нередко состоят из одного-двух зерен

кварца. Более крупные гальки имеют грубозернистое сложение, границы между отдельными зернами кварца зубчатые. Угасание кварца волнистое. Иногда по трещинам в кварце образуются, вероятно, более поздние редкие зернышки микроклина, одиночные пластинки биотита и мусковита.

В случае значительной микроклинизации микроклин все более замещает кварц, вплоть до образования почти мономинеральных микроклиновых обособлений, имеющих форму первоначальной гальки и состоящих из изометричных зерен микроклина. Процесс замещения кварца микроклином начинается как с периферической части галек, так и по трещинкам в кварце.

Таким же образом кварцевые гальки частично или полностью замещаются кальцитом.

Кварцитовые гальки имеют несколько более крупнозернистое сложение, чем состав цемента, структура их гранобластическая, иногда зубчатая. Порода галек на 90—97% состоит из кварца. Кроме того, в переменных количествах присутствуют плагиоклаз, микроклин; в незначительных количествах встречается биотит, апатит.

Зерна плагиоклаза и микроклина неправильной формы, выполняют промежутки между зернами кварца. Плагиоклаз по составу принадлежит альбит-олигоклазу. Биотит встречается в виде мелких редких пластинок также в межзерновых промежутках. Плеохроирует от желтоватого по *Np* до оливково-бурого по *Ng*.

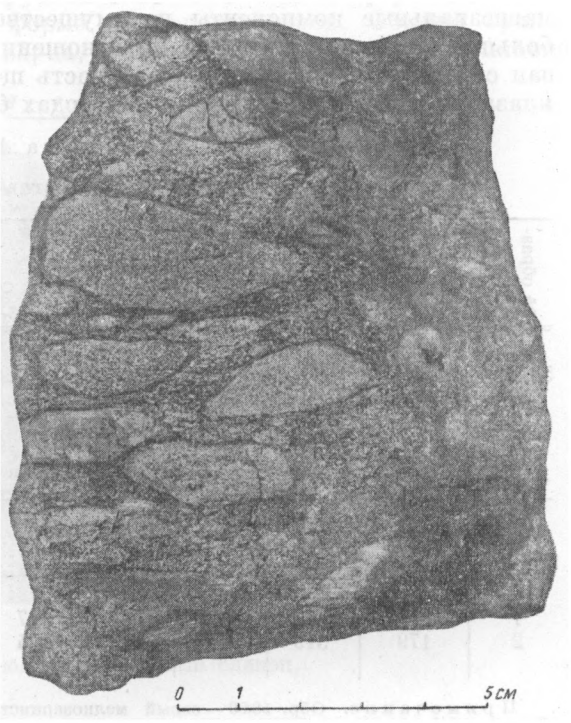


Рис. 61. Гнейс с обломками, имеющими состав, аналогичный составу цемента.

Следует отметить, что содержание биотита несколько увеличивается в краевых частях галек, что, вероятно, является результатом переотложения его из цемента породы.

Гальки существенно полевошпатового состава. Минеральный состав цемента гнейсов и галек в общем одинаков, но в составе галек плагиоклаз значительно преобладает над прочими минералами. Сложение галек более тонкозернистое, чем сложение цемента, структура гранобластическая, нередко зубчатая. По составу эти гальки близки к олигоклазовым гранитам и гранодиоритам, т. е. к составу галек базальных конгломератов.

Породы с гальками состава, аналогичного составу цемента гнейсов, внешне напоминают собой брекчию (рис. 61). В основной гнейсовой ткани породы содержится большее или меньшее количество угловатых и сглаженно-угловатых обломков, по составу ничем не отличающихся от состава цемента, но выделяющихся отчасти благодаря тому, что вокруг них наблюдается некоторая концентрация биотита в виде узкой каймы,

а часто и по той причине, что гнейсовидность в обломках расположена под некоторым углом или перпендикулярно гнейсовидности цемента.

Химический состав гнейсов. Для химической характеристики гнейсов мы располагаем двумя анализами наименее измененных, почти безмикроклиновых разновидностей. Оба образца гнейсов взяты из верхней части горизонта гнейсов близ их границы со сланцами. Химические анализы и их пересчеты на параметры по П. Ниггли приведены в табл. 19.

Анализы гнейсов характеризуются большим значением *fm*. Ферромагнезиальные компоненты преимущественно связаны с биотитом. Небольшой избыток глинозема по отношению к щелочам (t=6.0—8.7) связан со слюдами. Преобладающая часть щелочей входит в состав плагиоклаза. В связи с этим натрия в породах больше, чем калия. В тетраэдре

Таблица 19

Химический состав гнейсов

№ образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	MnO	H_2O^-	П. п. п.	Сумма
58/50	82.50	0.29	8.52	1.24	2.06	0.10	1.18	2.78	0.06	0.09	0.14	0.70	99.62
179	78.92	0.51	10.46	2.24	2.32	0.13	2.45	2.43	0.43	0.08	0.10	0.28	100.39

Параметры химических анализов гнейсов по П. Ниггли

№ на диаграмме	№ образца	*si*	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*mg*	*k*	*c/fm*	*t*
1	58/50	701	42.3	24.0	10.7	23.0	0.06	0.01	0.44	8.7
2	179	519	40.4	25.2	17.4	17.0	0.05	0.09	0.69	6.0

Примечание. Обр. 58/50 — серый мелкозернистый гранато-биотитовый гнейс с порфиробластическими выделениями граната и биотита, размером до 0.5 см. Главные минералы: плагиоклаз, кварц, биотит, гранат; второстепенные: мусковит, эпидот, микроклин, гематит. Тундра Кырпуайв. Коллекция И. Д. Батиевой, аналитик В. Г. Загинайченко. Обр. 179 — серый мелкозернистый биотитовый гнейс. Главные минералы: плагиоклаз, кварц, биотит; второстепенные: мусковит. Восточные Кейвы. Коллекция Д. Д. Мирской, аналитик В. Г. Загинайченко.

П. Ниггли (рис. 77) анализы попадают в поле изверженных пород или располагаются вблизи него. На диаграмме химического состава осадочных пород по А. Н. Заварицкому (1932) анализы гнейсов ложатся в поле песчаников (рис. 78).

КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ СЛАНЦЫ ПАЧКИ А

Породы, слагающие пачку А, представлены разнообразными сланцами, среди которых выделяются 3 главные разновидности: слюдяно-гранатовые сланцы, ставролито-гранатовые сланцы и хлоритовые сланцы.

Слюдяно-гранатовые сланцы представляют собой светлые или темно-серые сланцеватые породы с мелкозернистой слюдяно-кварцевой основной тканью, на фоне которой выделяются порфиробласты граната—альмандина размером от 0.2 до 3 см в поперечнике (рис. 62). В слюдяно-гранатовых сланцах западных Кейв, подвергшихся перекристаллизации, диаметр порфиробласт граната достигает 25 см. Темный цвет слюдяно-гранатовых сланцев связан с присутствием в них мелких частиц углеродистого вещества, рассеянного равномерно или концентри-

рующегося в отдельных слоях. В последнем случае в породах хорошо заметна первичная слоистость. Структура слюдяно-гранатовых сланцев пойкилопорфиробластовая, с лепидогранобластовой основной тканью.

Главными минералами слюдяно-гранатовых сланцев являются гранат (5—60%), кварц (45—90%), мусковит (3—25%), иногда биотит (до 10%); второстепенные минералы: ставролит, ильменит, пирротин, эпидот, хлорит, хлоритоид, рутил, апатит и ортит. Суммарное содержание второстепенных минералов колеблется от десятых долей процента до 2%.

Гранат образует зерна округлой или линзовидной формы, а также крупные кристаллобласты в форме ромбододекаэдров. Обычно гранат включает множество зерен кварца, которые вытянуты в виде плавно

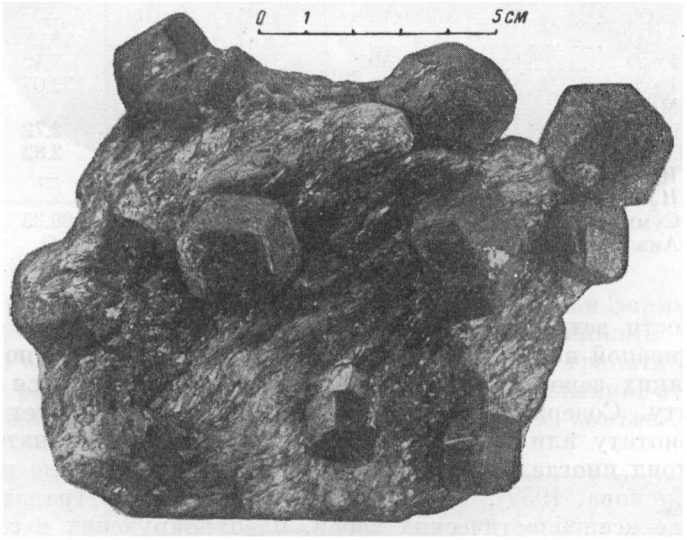


Рис. 62. Слюдяно-гранатовый сланец.

S-образно изгибающихся полос, структур «снежных комьев» или расположены радиально, перпендикулярно граням кристаллов граната. Кроме кварца, в гранате иногда включены пластинки ильменита, также имеющие часто S-образное распределение. Как вторичные минералы по гранату развиваются биотит, зеленый хлорит, мусковит, окислы железа.

По химическому составу гранат относится к альмандину (табл. 20) с содержанием альмандиновой молекулы до 90% и более.

Кварц является существенным компонентом сланцев. Он образует зерна с прямолинейными или неровными очертаниями. В темных разновидностях сланцев основная часть зерен кварца запылена углеродистым веществом. Кроме углеродистого вещества, в виде включений в кварце наблюдаются ильменит и биотит.

Мусковит и биотит образуют удлиненные пластинки. Биотит плеохроирует от зеленовато-желтого по *Np* до темно-бурого, почти черного по *Ng*. Реже присутствует биотит, окрашенный в светло-бурый цвет и слабо плеохроирующий.

Ставролит отличается идиобластическим развитием и обычно содержит множество вростков кварца; прозрачен, плеохроирует в золотисто-коричневых тонах; сильно трещиноват; по трещинам замещается хлоритоидом, реже хлоритом или биотитом.

Ильменит образует мелкие пластинчатые шестиугольники. Нередко по нему развивается лейкоксен и рутил. Пирротин в виде тонкозернистой

Таблица 20

Химический состав гранатов из слюдяно-гранатовых сланцев

Компоненты	Образец из тундры Воргельурта (колл. И. В. Белькова)	Образец из тундры Березовая (колл. С. Н. Сусловой)	Образец из тундры Макзабак (колл. С. Н. Сусловой)	Образец из тундры Тахлинтуайв (колл. О. А. Воробьевой)
SiO_2	38.63	42.39	42.16	35.12
TiO_2	0.13	0.05	0.05	—
Al_2O_3	19.98	18.82	18.70	18.28
Fe_2O_3	2.59	0.59	2.97	7.42
FeO	29.48	36.19	33.95	33.07
MgO	2.65	0.67	0.61	
CaO	4.32	0.74	0.72	2.72
MnO	2.34	0.52	0.88	2.82
H_2O^-	—	0.10	0.07	—
H_2O^+	0.00	0.02	0.00	
Сумма	99.99	100.09	100.11	99.33
Аналитик	Е. А. Кульчицкая	З. И. Горощенко		

вкрапленности встречен в слюдяно-гранатовых сланцах в кернах скважин. На дневной поверхности он полностью выщелочен из пород. Эпидот в виде мелких зерен зеленовато-желтого цвета развивается по биотиту и мусковиту. Содержание его ничтожно. Хлорит образует псевдоморфозы по биотиту или развивается вдоль трещинок в гранате.

Хлоритоид иногда образует в сланцах самостоятельные крупные выделения (Суслова, 1959). Чаще же он развивается по гранату и ставролиту в виде ксенобластических зерен, плеохроирующих в серо-голубых тонах. Наиболее распространен хлоритоид в слюдяно-гранатовых сланцах западных Кейв, испытавших перекристаллизацию под влиянием щелочных гранитов. В слюдяно-гранатовых сланцах из района центральных и восточных Кейв хлоритоид встречается редко.

Рутил — постоянный акцессорный минерал в сланцах. Его мелкие идиобластические зерна, размером от 0.01 мм до 0.2 мм, равномерно рассеяны среди минералов основной ткани. Рутил также замещает иногда ильменит, образуя при этом скопления округлых зерен. В проходящем свете наиболее крупные выделения рутила просвечивают, обладая коричневой окраской различной интенсивности.

Апатит встречается в виде редких мелких округлых зерен. Ортит образует игольчатые выделения светло-бурого цвета, полностью или частично изотропные.

Ставролито-гранатовые сланцы представляют собой породы, обладающие черной, серой, реже светлой окраской, зависящей от содержания тонкораспыленного углеродистого вещества. Основная ткань породы мелкозернистая, массивная или сланцеватая. На основном фоне более или менее равномерно распределены порфиробласты граната и ставролита, размером до 2—3 см (рис. 63). Структура породы порфиробластовая (рис. 64), с лепидогранобластовой или гранобластовой основной тканью.

В состав сланцев входят кварц (70—85%), гранат (5—15%), ставролит (3—15%), мусковит (0—6%), биотит (0—5%); в небольших количествах присутствуют хлорит, ильменит, хлоритоид, апатит, рудный минерал, углеродистое вещество.

Кварц образует изометричные или удлиненные зерна размером от 0.1 до 0.3 мм в поперечнике. В темных сланцах главная масса кварца запылена углеродистым веществом, но, кроме того, наблюдаются неправильной формы обособления и прожилки, состоящие из более крупных прозрачных зерен более позднего кварца.

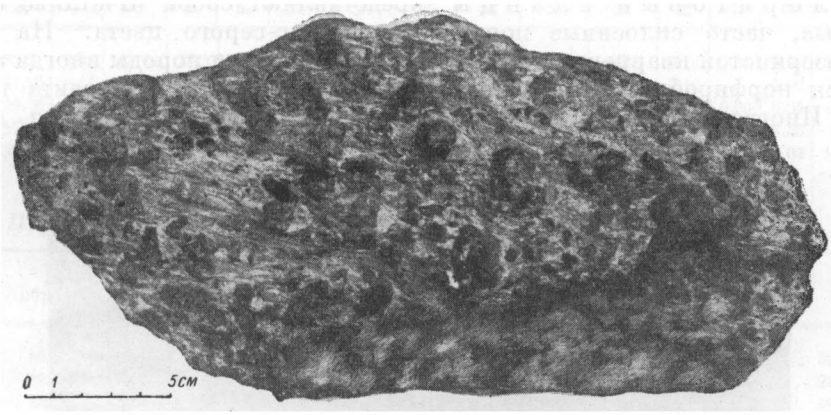


Рис. 63. Светлый ставролито-гранатовый сланец.

Гранат представлен идиобластами, реже неправильной формы зернами, переполненными округлыми и удлиненными включениями кварца и ильменита. Расположение включений в зернах части граната свидетельствует о его росте в условиях дифференциальных движений; это S-образное расположение включений, структуры «снежных комьев». Одновре-

Рис. 64. Порфиробластовая структура ставролито-гранатового сланца. Шлиф № 40/2а (ув. 8, без анализатора).

менно с этим иногда в гранате расположение включений сохраняет ориентировку минералов основной ткани породы, что свидетельствует о частичной посттектонической кристаллизации граната.

Ставролит образует идиобласты и неправильные зерна с бóльшим или меньшим количеством включений кварца и ильменита. Очень часто

в ставролите можно наблюдать унаследованное слоистое или волнистое распределение углеродистого вещества (палимпсестовые структуры).

Мусковит и биотит присутствуют в породе в виде удлиненных пластинок размером до 1—2 мм в длину. Биотит плеохроирует от желтовато-буроватого по *Np* до темно-бурого по *Ng*.

Хлоритовые сланцы представляют собой отчетливо сланцеватые, часто сплоенные породы зеленовато-серого цвета. На фоне мелкозернистой кварцево-хлоритовой основной ткани породы иногда выделяются порфиробласты граната, ставролита, биотита, мусковита и ортита. Иногда в хлоритовых сланцах хорошо заметна первичная слои-

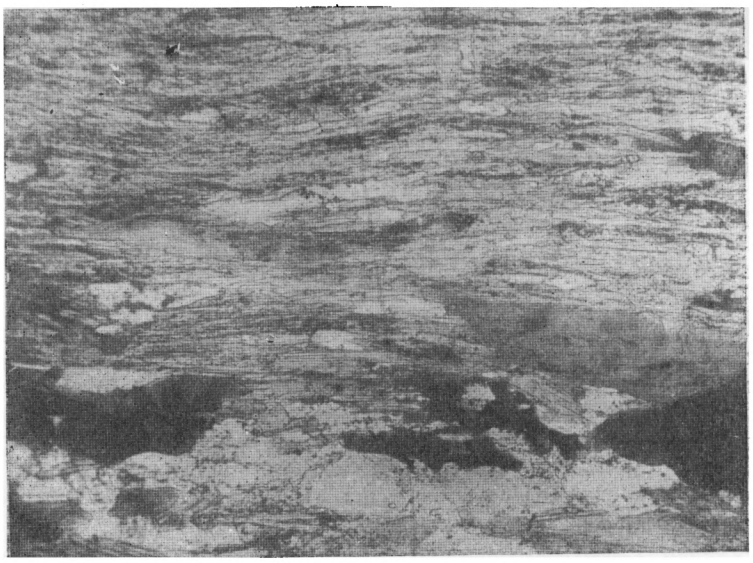


Рис. 65. Лепидобластическая структура слюдяно-хлоритового сланца. Шлиф № 58/47 (ув. 60, без анализатора).

стость вследствие чередования слоев, обогащенных кварцем, со слоями, богатыми хлоритом, или же подчеркнутая слоистым распределением углеродистого пигмента.

Структура хлоритовых сланцев лепидобластическая (рис. 65) или порфиробластическая, с лепидобластической структурой основной ткани.

Главными минералами, слагающими породу, являются кварц (40—60%), хлорит (30—50%) и биотит (1—15%). В переменных количествах присутствуют в хлоритовых сланцах мусковит, ставролит, гранат, ортит, циркон, рутил, углеродистое вещество.

Химический состав сланцев пачки А. Химические анализы сланцев пачки А и пересчеты на параметры по П. Ниггли для типичных их разновидностей приведены в табл. 21.

Породы из разных пластов пачки А, несмотря на существенные отличия в их минеральном и химическом составе, имеют и общие черты: повышенное содержание в них окислов железа и алюминия при довольно низком содержании щелочей, характерная ассоциация богатых глиноземом и железом минералов — граната, ставролита, хлорита, биотита и др. Показательным является сравнение параметров по П. Ниггли. Для всех пород пачки А свойственно высокое значение параметра *fm* (28.5—74.4), небольшое значение *alk* (0—12) и *c* (0.3—8.5). В соответствии

Таблица 21

Химические анализы сланцев пачки А [1]

№ образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	MnO	H_2O-	H_2O+	П. п. п.	Сумма
86/52	65.21	0.33	12.26	3.03	15.79	2.51	0.87	0.00	0.00	0.01	0.08	0.16	0.44	0.00	100.69
89/52	81.22	0.41	10.42	1.07	3.02	0.07	0.94	0.35	1.82	Следы	0.02	0.10	—	1.00	100.44
88/52	80.78	0.36	10.33	2.39	6.03	0.00	0.38	0.20	0.00	0.05	0.06	0.00	0.00	0.04	100.62
9/30г	57.18	1.03	26.40	6.89	2.12	0.73	0.60	0.72	0.28	0.31	Следы	0.00	—	3.46	99.72
58/46	55.70	0.29	14.96	1.12	7.93	13.17	0.12	0.23	0.32	0.00	0.08	0.22	—	6.00	100.14

Параметры химических анализов сланцев пачки А по П. Ниггли

№ на диаграмме	№ образца	*si*	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*mg*	*k*	*c/fm*	*t*
3	86/52	673.6	51.0	28.5	8.5	12	0.04	0.80	0.30	30.5
4	89/52	228.0	25.8	70.8	3.4	0.0	0.19	0.00	0.05	22.4
5	88/52	598.0	44.9	50.7	3.1	1.3	0.00	0.00	0.06	40.4
6	9/30г	228.3	62.1	31.9	2.6	3.4	0.13	0.22	0.08	56.1
7	58/46	153.0	24.2	74.4	0.3	1.1	0.72	0.43	0.004	22.8

Примечание. Обр. 86/52 — светлый мусковито-гранатовый сланец. Основная ткань тонкозернистая, сланцеватая, на ее фоне выделяются розовые порфиробласты граната до 2 см в поперечнике. Главные минералы: кварц, гранат, гидромусковит; второстепенные: рудный хлорит. Гора Кырпуайв. Коллекция И. В. Белькова, аналитик Е. И. Успенская. Обр. 89/52 — темный двуслюдяно-гранатовый сланец. Основная ткань тонкозернистая, сланцеватая. Гранат образует ксенобласты, размеры до 3.5 см в поперечнике. Главные минералы: кварц, мусковит, биотит, гранат; второстепенные: рудный, углеродистое вещество. Гора Кырпуайв. Коллекция И. В. Белькова, аналитик В. Г. Загинайченко. Обр. 88/52 — серый ставролито-гранатовый сланец. Основная кварцево-слюдяная ткань породы мелкозернистая, со слабо выраженной сланцеватостью. Ставролит и гранат образуют порфиробласты. Главные минералы: кварц, ставролит, гранат; второстепенные: рудный, углеродистое вещество. Гора Кырпуайв. Коллекция И. В. Белькова, аналитик В. Г. Загинайченко. Обр. 9/30 г — черный ставролито-гранатовый сланец с тонкозернистой, слабо сланцеватой основной тканью, включающей порфиробласты ставролита и граната. Ставролита в породе больше, чем граната. Кристаллы ставролита окаймлены оторочкой светлой слюды. В породе присутствуют одиночные зерна светлого кварца. Главные минералы: кварц, ставролит, гранат, мусковит; второстепенные: рутил, рудный, биотит, хлорит, апатит, углеродистое вещество. Гора Еоргельурта. Коллекция И. Д. Батиевой, аналитик Е. А. Кульчицкая. Обр. 58/46 — зеленовато-серый хлоритовый сланец. На фоне кварцево-хлоритовой основной ткани породы выделяются крупные (до 2 см длиной) порфиробласты биотита и ставролита. Главные минералы: хлорит, кварц, биотит; второстепенные: ставролит, ортит, циркон, углеродистое вещество. Гора Кырпуайв. Коллекция И. Д. Батиевой, аналитик В. Г. Загинайченко.

с этим породы содержат избыточный глинозем, идущий вместе с Fe—Mg компонентами на построение граната, ставролита, хлорита и слюд.

В тетраэдре П. Ниггли (рис. 77) химические составы сланцев пачки А располагаются в поле глинистых осадков. На диаграмме химического состава осадочных пород по А. Н. Заварицкому (рис. 78) анализы пород пачки А ложатся в поле песчаников и глин.

КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ СЛАНЦЫ ПАЧКИ Б

Характерными особенностями пород пачки Б, с которой связаны кейвские кианитовые месторождения, являются темно-серый цвет, общая повышенная концентрация кианита и многообразие форм развития кианита. В составе пачки Б могут быть выделены 5 пластов. Нижний пласт, переходный от пород пачки А, сложен филлитоподобными кварцево-серицитовыми сланцами с незначительным содержанием кианита. Выше залегают пласт существенно кианитовых сланцев (нижний продуктивный

[1] Прочерк в таблице 21 и следующих обозначает отсутствие данных.

пласт), пласт ставролито-кианитовых сланцев, пласт кианитовых сланцев с небольшой примесью ставролита (верхний продуктивный пласт) и пласт ставролито-кианитовых сланцев, обогащенных ставролитом.

Различия между породами, слагающими отдельные пласты пачки Б, главным образом связаны с изменением соотношения кианита и ставролита (табл. 22). В целом снизу вверх в стратиграфическом разрезе пачки Б возрастает содержание в породах железа и, соответственно, содержание ставролита.

Таблица 22

Средние величины содержания кианита и ставролита в пластах сланцев пачки Б (в объемных процентах)

Пласт	Содержание кианита	Содержание ставролита
1	2.0—5.0	—
2	30.0—40.0	0.1—0.5
3	20.0—30.0	1.0—4.0
4	30.0—40.0	0.0—4.0
5	10.0—25.0	10.0—15.0

В восточных Кейвах среди пород пачки Б широко распространены слюдяно-плагиоклазовые сланцы с невысоким содержанием кианита и ставролита. Они являются стратиграфическими аналогами ставролито-кианитовых сланцев верхних пластов пачки Б.

На западных Кейвах аналогами кианитовых и ставролито-кианитовых сланцев являются силлиманитовые сланцы, возникновение которых обусловлено дополнительным метаморфизмом пород под воздействием интрузии щелочных гранитов.

Кроме того, на Кейвах повсеместно кристаллические сланцы испытывают метаморфические изменения в контактах с пластовыми интрузивными телами ортоамфиболитов.

Среди всего многообразия пород пачки Б можно выделить 3 группы кристаллических сланцев, отличающихся спецификой минерального состава:[1] кварцево-серицитовые сланцы, кианитовые и ставролито-кианитовые сланцы, слюдяно-плагиоклазовые сланцы.

Кварцево-серицитовые сланцы. В нижних частях пласта преобладают серебристо-серые тонкослоистые кварцево-серицитовые сланцы (рис. 66). Их слоистость связана с чередованием слоев, обогащенных кварцем и серицитом, и подчеркивается неоднородным распределением углеродистого пигмента.

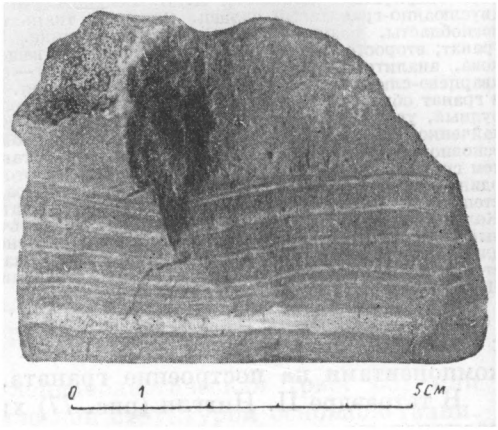


Рис. 66. Кварцево-серицитовый слоистый сланец.

В верхних частях пласта тонкая ритмичная слоистость сменяется более грубой и неравномерной слоистостью, в сланцах возрастает содержание кварца, появляется кианит, образующий разнообразные порфиробластические агрегаты. Кианит концентрируется отдельными прослоями.

Главными минералами, слагающими породы, служат кварц и серицит. В переменных количествах присутствуют кианит, ортит, рутил, ильменит, углеродистое вещество. Структура сланцев гранолепидобластовая.

[1] Характеристика сланцев, испытавших дополнительный метаморфизм под воздействием интрузий основных пород и щелочных гранитов, приведена в работах Д. Д. Мирской (1960) и С. Н. Сусловой (1960).

Кварц выделяется в виде мелких изометричных зерен, реже удлиненных в плоскости сланцеватости. Он содержит включения углеродистого вещества.

Серицит в виде агрегата тонких чешуек концентрируется слоями. К этим прослоям обычно приурочен и кианит, выделяющийся в форме

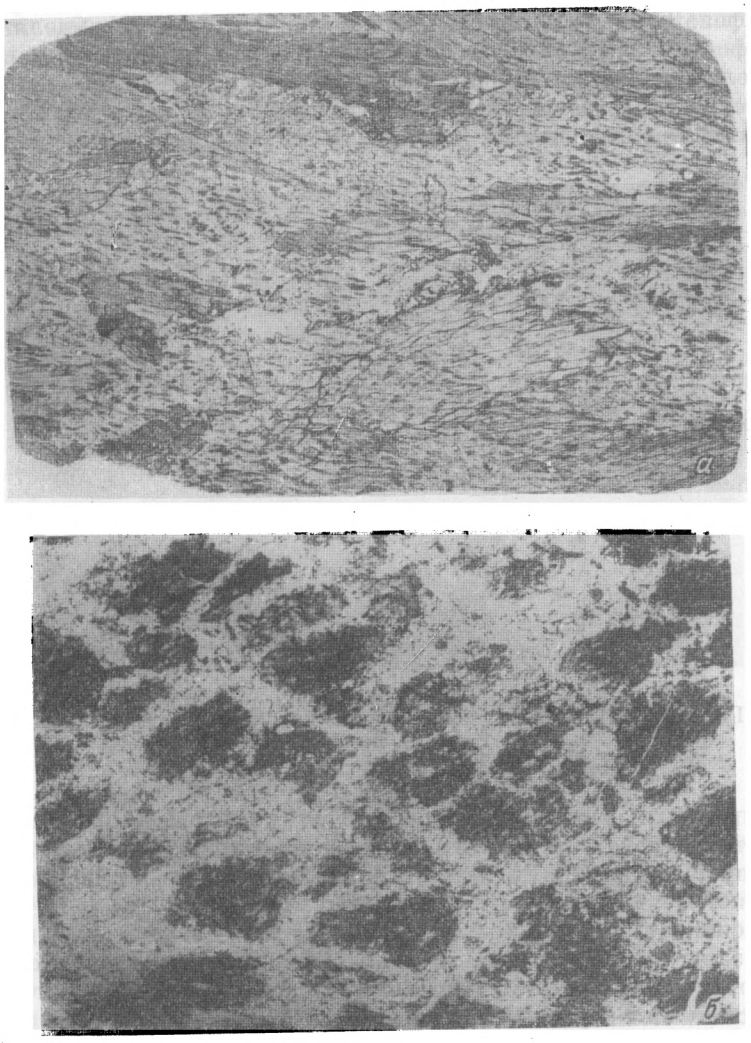


Рис. 67. Пятнистое распределение углеродистого вещества.

а — шлиф № 30/49а (ув. 81, без анализатора); *б* — шлиф № 3/6 (ув. 24, без анализатора).

коротко- или длиннопризматических кристаллов, сгруппированных в сноповидные, радиально-лучистые и волокнистые агрегаты. Короткопризматические кристаллы кианита чаще образуются как параморфозы по хиастолиту.

Ортит образует игольчатые выделения длиной до 1—1.5 см, беспорядочно ориентированные в породе, изотропен, цвет зеленовато-бурый, красновато-бурый различных оттенков. Рутил распределен в породе равномерно в виде мелких зерен и кристаллов. Ильменит выделяется

в породе в форме гексагональных пластинок размером до 1—2 мм в поперечнике. Углеродистое вещество (графитоид?) присутствует в виде пылевидных зерен и их агрегатов. Отдельные чешуйки имеют шестиугольную форму, свойственную графиту.

Кианитовые и ставролито-кианитовые сланцы представляют собой породы черного, серого, светло-серого цвета, в которых на фоне основной тонкозернистой ткани отчетливо выделяются различной формы агрегаты и одиночные кристаллы кианита. В зависимости от морфологических типов выделений кианита различаются сланцы с порфиробластическими агрегатами волокнистого или шестоватого кианита (параллельно-волокнистыми, сноповидными, радиальными, конкреционными), призматически-зернистыми агрегатами и параморфическими (по хиастолиту) агрегатами таблитчатых кристаллов. Нередко в сланцах присутствует кианит двух или нескольких морфологических типов одновременно.

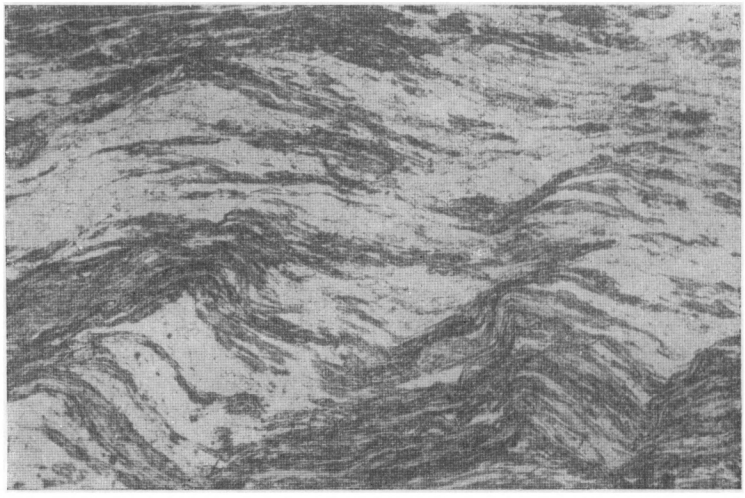


Рис. 68. Плойчатый волокнистый кианитовый сланец. Шлиф № 30/41 (ув. 6, без анализатора).

Интенсивность темной окраски кианитовых и ставролито-кианитовых сланцев зависит от содержания тонкодисперсного углеродистого пигмента, присутствующего во всех минералах породы. Часто он распределен полосами или сгущается в линзовидные пятна и в таком виде запечатлевается в минералах (рис. 67). В сланцах также наблюдается слоистость, выражающаяся чередованием темных, существенно кианитовых и несколько более светлых кварцевых и слюдяно-кварцевых слоев. Толщина слоев колеблется от 1 мм до 1 см, реже достигает нескольких сантиметров.

Кианитовым и ставролито-кианитовым сланцам свойственны сланцеватая, плойчатая или массивная текстуры. Структура порфиробластическая. Порфиробласты представлены агрегатами кианита, ставролитом, плагиоклазом, ильменитом. Основная мелкозернистая ткань породы в зависимости от количественных соотношений и взаимного распределения кварца и мусковита имеет гранобластическую, лепидобластическую и реже пойкилобластическую структуру. Последняя возникает в тех случаях, когда зерна кварца основной ткани включают мелкие чешуйки мусковита.

Для кианитовых сланцев главными минералами являются кианит (30—65%), кварц (40—70%), иногда мусковит (0—15%); второстепенными — ставролит (0—0.5%, редко более), ильменит, рутил, ортит, биотит, гранат, плагиоклаз, лейкоксен, эпидот, хлорит, циркон, апатит, углеродистое вещество.

В ставролито-кианитовых сланцах к числу главных минералов относятся кианит (10.0—25.0%), кварц (50.0—60.0%), мусковит (1.0—10.0%), ставролит (1.0—15.0%), плагиоклаз (2.0—8.0%). Второстепенные минералы такие же, как в кианитовых сланцах.

Кианит в различных разновидностях сланцев образует морфологически разнообразные выделения. В сланцах волокнистого строения иголь-

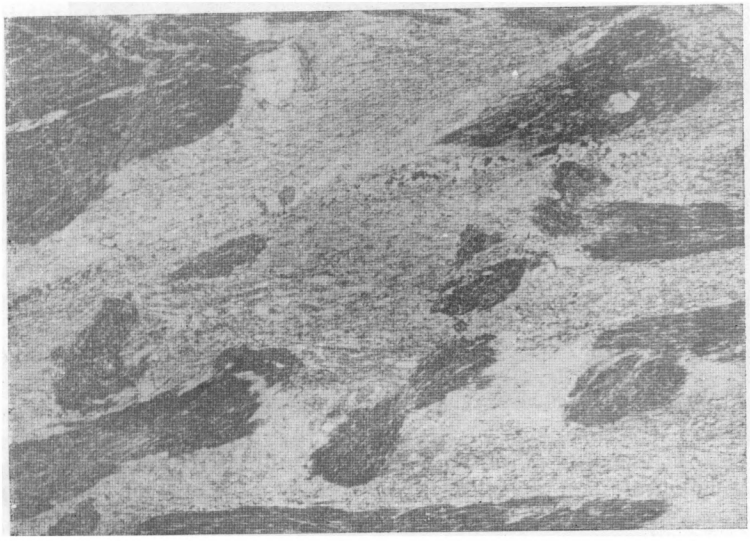


Рис. 69. Сноповидно-волокнистый кианитовый сланец. Шлиф № 30/31 (ув. 6, без анализатора).

чатые или шестоватые индивиды кианита находятся в параллельном срастании в виде тонких длинных волокон, часто смятых в мелкие складки (рис. 68). В сланцах со сноповидными агрегатами кианита его игольчатые кристаллы собраны в пучки или снопы, растущие в противоположные стороны из одного общего центра (рис. 69).

Нередко встречаются сланцы, в которых тонкие кристаллы кианита образуют центрические агрегаты, обычно более или менее уплощенные согласно со сланцеватостью и имеющие вид радиальных солнц (рис. 70).

В отдельных участках распространены сланцы, в которых кианит выделяется в виде округлых или эллипсоидальных мономинеральных стяжений, сложенных тонкоигольчатым, фибролитовым агрегатом кристаллов кианита, вырастающих первоначально из одного центра. Таким центром часто служит относительно крупнозернистый агрегат изометричных зерен или коротких таблиц кианита, лишенного углеродистого пигмента (рис. 71).

Размер подобных конкреционных стяжений кианита обычно составляет 1—5 см в диаметре, достигая в отдельных случаях 10—15 см. В ставролито-кианитовых сланцах размер конкреционных стяжений кианита составляет 1—3 см в диаметре. Конкреционные агрегаты кианита обладают графитово-серой окраской вследствие включения углеродистого вещества. Последнее скопляется между кристаллами кианита и вдоль их

двойниковых плоскостей, но самим кианитом оно не захватывается. Внутри кианитовых конкреций присутствуют редкие включения кварца, рутила, сульфидов и магнетита. Снаружи наблюдается нарастание на кианите кристаллов ставролита.

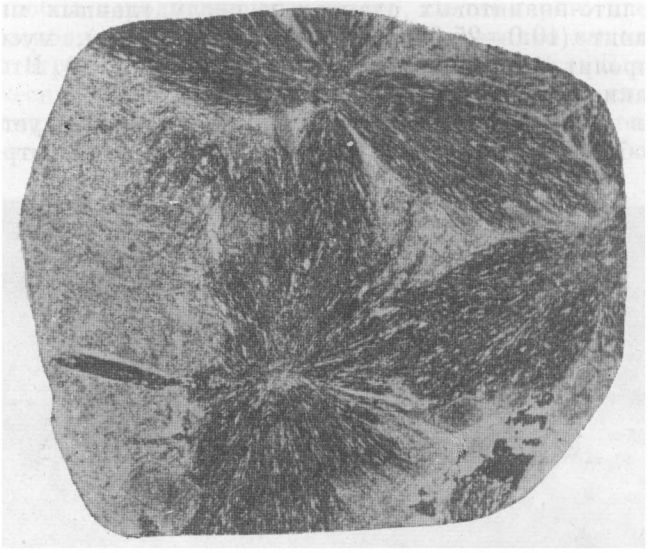


Рис. 70. Радиально-волокнистый кианитовый сланец. Шлиф № 40/29а (ув. 7, без анализатора).

В параморфических кианитовых и ставролито-кианитовых сланцах главная масса кианита выделяется в форме параморфоз по псевдоквад-

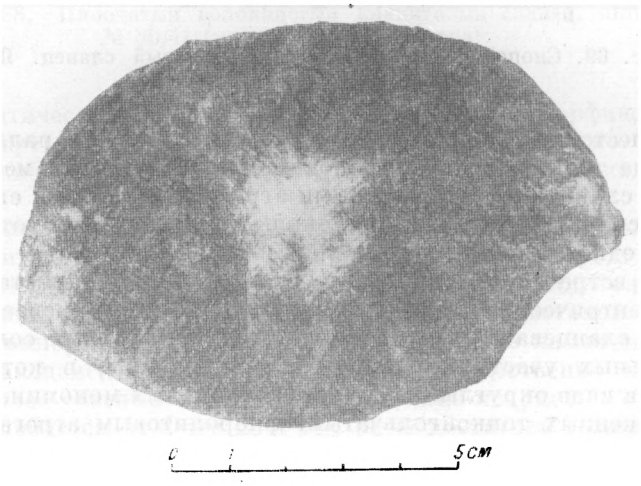


Рис. 71. Поперечное сечение конкреции кианита. Из конкреционного кианитового сланца. Тундра Воргельурта.

ратным призмам хиастолита. Агрегат белых безуглеродистых таблитчатых кристаллов кианита, плотно прилегающих друг к другу, выполняет тело бывших кристаллов хиастолита (рис. 72), иногда вырастая за их пределы. Кианитовые параморфозы по хиастолиту в сланцах не имеют

преимущественной ориентировки и чаще всего распределены равномерно, реже — концентрируются в отдельных прослоях, совпадающих с расположением первичной слоистости.

Размер кианитовых параморфоз в сланцах колеблется в широких пределах — от нескольких миллиметров в длину до 20—25 см при 5—8 см в поперечнике. В отдельных участках развития параморфических сланцев параморфозы в породе имеют одинаковые размеры — мелкие, средние или крупные. Преобладают сланцы с параморфозами среднего размера — 1—2 см в поперечнике при 5—10 см длины.

Кианит параморфоз полисинтетически сдвойникован, раздроблен, по трещинам замещается кварцем и мусковитом. Внутри кианита встречаются включения кварца, рутила, ставролита (редко), углеродистого вещества. Последнее концентрируется в теле параморфоз в виде разнообразных крестообразных структур, унаследованных от хиастолита.

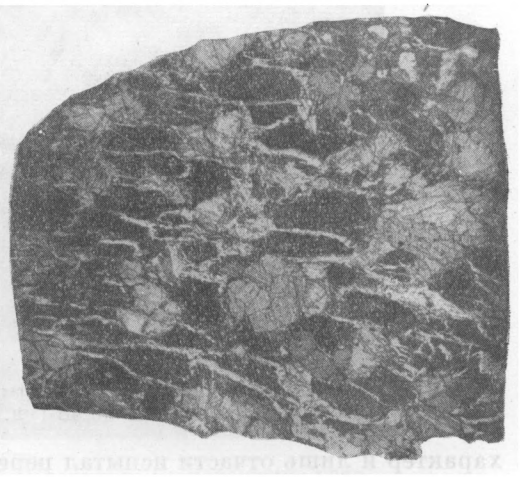


Рис. 72. Параморфический кианитовый сланец (натуральная величина, без анализатора).

Среди ставролито-кианитовых сланцев широко распространены разновидности с призматически-зернистым кианитом. Последний выделяется в форме призматических и таблитчатых кристаллов, с хорошо развитыми гранями призм и отсутствующими концевыми гранями (рис. 73). Кианит содержит пойкилитовые вростки кварца, включения ильменита и рутила. По трещинам он замещается мусковитом и каолинитом. По призматическому кианиту нередко развивается ставролит.

Кианит в сланцах образует также идиобластические выделения и сложные звездчатые агрегаты таблитчатых кристаллов. Идиобласты кианита обычно располагаются между кристаллическими агрегатами кианита иных морфологических типов, не имея преимущественной ориентировки. Идиобластический кианит содержит включения других минералов основной ткани пород. Углеродистый пигмент концентрируется по пирамидам роста таким образом, что в продольном сечении идиобласт кианита наблюдается фигура песочных часов, а в поперечном сечении — темная внутренняя и светлая внешняя зоны, повторяющие очертания кристалла.

Идиобластические кристаллы кианита бывают собраны в радиально-лучистые звездчатые агрегаты. Кристаллы, вырастая из одного центра, приобретают клиновидную форму. Нередко центром роста для них служит тонкозернистый агрегат конкреционных выделений кианита. Кианитовые сланцы с радиальными агрегатами идиобластического кианита (рис. 74) могут быть выделены как особая морфологическая разновидность.

Кварц, являясь главным минералом, слагающим основную ткань пород, в кианитовых сланцах представлен двумя генерациями. Кварц ранней генерации образует тонкозернистый агрегат зерен черного цвета вследствие распыления в нем дисперсного углеродистого вещества. Кварц ранней генерации испытал дробление и перекристаллизацию. Его обломки, иногда остроугольные, как бы сцементированы поздним безуглеродистым и крупнозернистым кварцем второй генерации. Для позднего кварца характерна полигональная форма зерен и отсутствие включений.

В ставролито-кианитовых сланцах, изначально более грубозернистых, чем кианитовые сланцы, кварц преимущественно сохранил первичный

Рис. 73. Призматически-зернистый ставролито-кианитовый сланец. Шлиф № 33/48 (ув. 8, без анализатора).

характер и лишь отчасти испытал перекристаллизацию. Обычно его зерна имеют изометричную округлую форму, реже они несколько удлинены

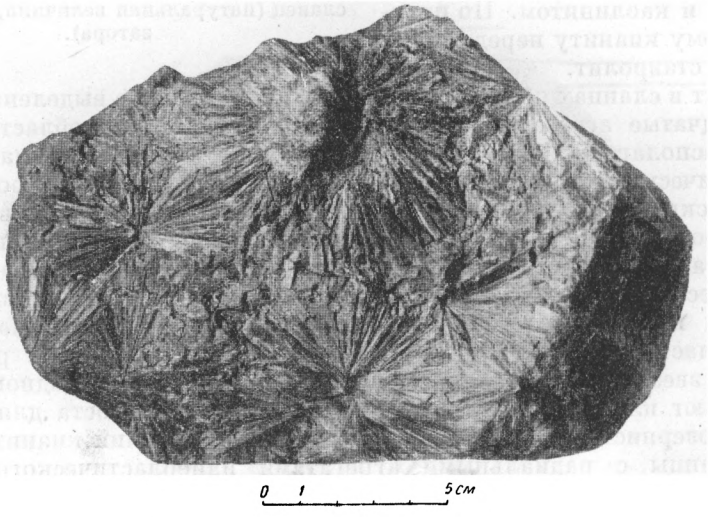


Рис. 74. Кианитовый сланец с радиально-лучистыми агрегатами кианита. Тундра Тяшманюку.

в плоскости сланцеватости и обладают прямолинейными или зазубренными границами. Размер зерен кварца колеблется в пределах от 0.05 до 0.2 мм. Вторичные включения в зернах перекристаллизованного кварца представлены рутилом, графитоидом, мусковитом.

Мусковит в сланцах ориентирован в плоскости сланцеватости и располагается между зернами кварца в виде отдельных пластинок размером от 0.1 до 1.0 мм или линзовидных скоплений. Кроме того, он встречается в виде включений в кварце, ориентированных в плоскости сланцеватости породы, а также перпендикулярно или под острым углом к ней.

В ассоциации с прозрачным кварцем развивается более поздний мусковит, пластинки которого имеют размеры до 2—3 мм в поперечнике. Нередко поздний мусковит развивается по кианиту, иногда образуя пол-

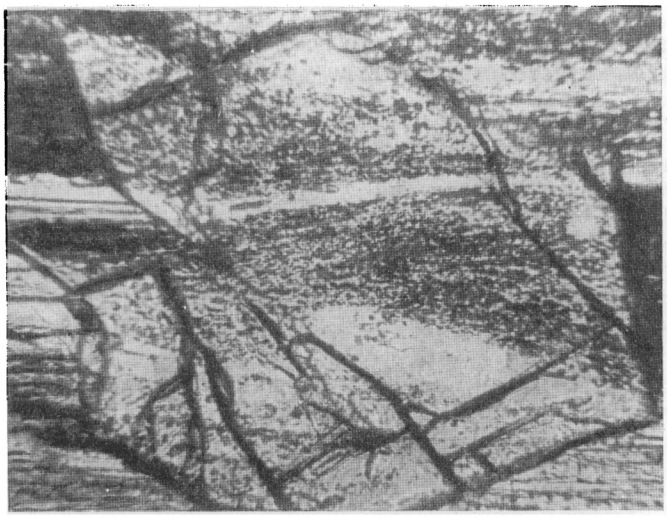


Рис. 75. Унаследованное сноповидное расположение углеродистого вещества в ставролите (ув. 24, без анализатора).

ные псевдоморфозы. Включений других минералов мусковит почти никогда не содержит.

Ставролит широко распространен в ставролито-кианитовых сланцах, где его содержание достигает иногда 10—15%. Ставролит образует призматические идиобласты, заключенные в основную ткань породы, или, развиваясь по кианиту, слагает отдельные участки его кристаллов. Выделения ставролита чаще концентрируются по периферии выделений кианита, образующих конкреции, параморфозы, радиально-лучистые, сноповидные и другие агрегаты.

Для ставролита обычен плеохроизм от желтоватого по Np до темно-желтого по Ng. Ставролит запылен углеродистым веществом и содержит включения кварца, рутила, ильменита, ортита. Вокруг включений ортита в ставролите наблюдаются радиально расходящиеся трещины.

Нередко в кристаллах ставролита наблюдается зональное распределение включений. В центральных частях кристаллов происходит концентрация углеродистого вещества и зерен кварца, тогда как периферическая зона прозрачна и почти не содержит включений.

В других случаях характер распределения углеродистого вещества в ставролите унаследуется от первоначального распределения его в основной ткани породы и в агрегатах кианита, по которым развивается ставролит (рис. 75). При неполном замещении кианита ставролитом в последнем остаются одновременно угасающие реликты кианита. Как вторичные минералы по ставролиту развиваются мусковит, биотит и хлорит.

Плагиоклаз присутствует в повышенном количестве в ставролито-кианитовых сланцах. Он выделяется в виде овальных или округлых

порфиробласт, иногда с неровными контурами. Размер его порфиробласт колеблется от нескольких миллиметров до 2—3 см в поперечнике.

Порфиробласты плагиоклаза сдвойникованы полисинтетически или секториально (двойники прорастания) с одновременным угасанием накрест лежащих индивидов. Плагиоклаз нередко обладает зональным угасанием, имея более основной состав в центральной части кристаллов.

По составу плагиоклаз относится к олигоклазу, олигоклаз-андезину. В табл. 23 приведены данные замеров плагиоклаза на столике Федорова.

Плагиоклаз содержит включения всех минералов, слагающих породы. В нем всегда присутствует множество удлиненных в направлении сланцеватости зерен кварца, а также включения мусковита, кианита, кристаллов ставролита, пластинок ильменита, зерен ортита и рутила. Углеродистое вещество в плагиоклазе распределено равномерно, пятнами или полосами, полностью сохраняя свое первоначальное распределение в породе.

Таблица 23

Оптические свойства плагиоклаза из ставролито-кианитовых сланцев (по данным Д. Д. Мирской)

№ шлифа	⊥ (001)			Процент содержания анортита
	Ng	*Nm*	*Np*	
40/34	79°	13°	85°	30
4/8	75	15	81	31
17/19в	85	7	82	23
30/48	81	10	86	28

Ильменит встречается в виде пластинок с неровными очертаниями размером от 0.1 до 0.5 см в поперечнике. Пластинки ильменита содержат включения зерен кварца, иногда кианита и мусковита. Ильменит частично замещается лейкоксеном и рутилом.

Рутил образует мелкую вкрапленность во всех минералах, слагающих породу. Он выделяется в виде короткопризматических кристаллов, нередко образующих коленчатые двойники. Также встречаются зерна рутила неправильной и округлой формы. Размер зерен колеблется от 0.01 до 0.1 мм в длину. Цвет рутила в шлифах бурый, угасание прямое.

Ортит отмечается в виде мелких точечных выделений в хлорите и биотите, а также образует идиоморфные кристаллы до 1 см длиной, с поперечным сечением до 0.3 мм. Мелкие зерна ортита хорошо различаются благодаря образованию вокруг них четких плеохроичных ореолов. Более крупные кристаллы ортита бывают включены в ставролит и плагиоклаз. Цвет ортита в шлифах бурый, различных оттенков, минерал слабо анизотропен, участками изотропен.

Биотит образует порфиробластические пластинчатые выделения размером до 0.5 см в поперечнике, не имеющие закономерной ориентировки в породах. Цвет биотита темно-коричневый. В шлифах он плеохроирует от буровато-желтого по *Np* до бурого по *Ng*, часто содержит углеродистые включения, характеризующие реликтовую структуру в породах. Биотит образует самостоятельные выделения, но нередко развивается по ставролиту. Как правило, он содержит включения кварца, рутила, ильменита и кианита.

Хлорит развивается по биотиту, а также образует самостоятельные порфиробластические выделения. Цвет хлорита темно-зеленый, в шлифах плеохроирует от бледного серо-зеленого цвета по *Ng* до серо-зеленого по *Np*. Хлорит нередко замещает ставролит, иногда плагиоклаз. Содержит включения других минералов, аналогично биотиту.

Углеродистое вещество образует мельчайшие точечные зерна, располагающиеся в породе пятнами, линзами, полосами. Повышения его

концентрация наблюдается в сноповидных, волокнистых и конкреционных стяжениях кианита. При больших увеличениях микроскопа различается неправильная форма скоплений черных пылевидных частиц. В участках поздней перекристаллизации сланцев, сопровождающейся возникновением светлого кварца, происходит также перекристаллизация углеродистого вещества с образованием более крупных, отчетливо гексагональных чешуек графита размером до 0.02 мм в поперечнике.

В кианитовых и ставролито-кианитовых сланцах также присутствуют в очень незначительных количествах циркон, апатит и эпидот.

В образцах кианитовых сланцев из кернов буровых скважин, начиная с глубины 10—12 м, появляются сульфиды. С поверхности они полностью выщелочены, и на месте бывших сульфидов наблюдаются многочисленные

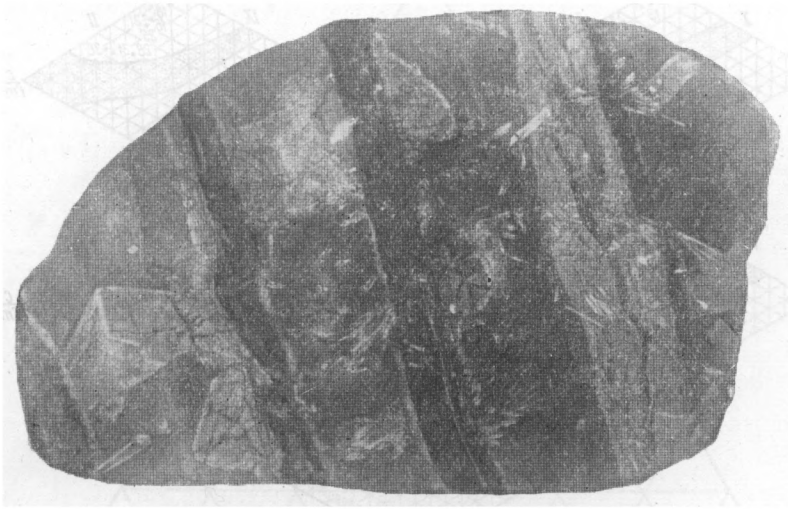


Рис. 76. Слоистость в слюдяно-плагиоклазовом сланце с кианитом и ставролитом (ув. 2, без анализатора).

пустоты разнообразной формы и размеров, от 1 мм до 1—2 см и более. Описание сульфидов из кианитовых сланцев продуктивного пласта будет приведено ниже. Данные о распространении сульфидов в других пластах этой пачки отсутствуют, так как буровые скважины по ним не проходились.

Слюдяно-плагиоклазовые сланцы с кианитом и ставролитом. Представляют собой серые породы с узловатой текстурой. На фоне мелкозернистой кварцево-мусковитовой основной ткани породы выделяются более темные очковые выделения плагиоклаза (размером от 1 до 5 см в поперечнике), сноповидные агрегаты и таблицы кианита (до 2 см в длину), призмочки ставролита (до 1 см в длину) и ильменита (до 3—4 мм в поперечнике). В породах иногда отчетливо заметна слоистость благодаря чередованию слоев с различным содержанием углеродистого вещества (рис. 76). В других случаях слоистость подчеркивается чередованием существенно мусковитовых и существенно кварцевых слоев.

Сланцеватость породы обусловлена параллельным расположением пластинок мусковита, а нередко и удлиненной формой зерен кварца. Структура сланцев порфиробластическая, с лепидогранобластической или гранолепидобластической структурой основной ткани.

Главные минералы: кварц (25.0—50.0%), мусковит (20.0—55.0%), плагиоклаз (5.0—20.0%), кианит и ставролит. Содержание кианита и

ставролита в породе варьирует от десятых долей процента до 10—15% — для кианита и до нескольких процентов — для ставролита. Как второстепенные минералы встречаются ильменит, рутил, биотит, апатит, циркон, эпидот, углеродистое вещество.

Кварц основной ткани образует изометричные или удлиненные зерна, часто с зазубренными контурами. Обычно запылен углеродистым веществом. Поздний кварц обладает более крупным размером зерен и не содержит углеродистого вещества. Он выделяется в виде каемок вокруг порфиробласт кианита, ильменита и других минералов.

Мусковит основной ткани образует мелкие ориентированные пластинки. Мусковит поздней генерации выделяется в более крупных пла-

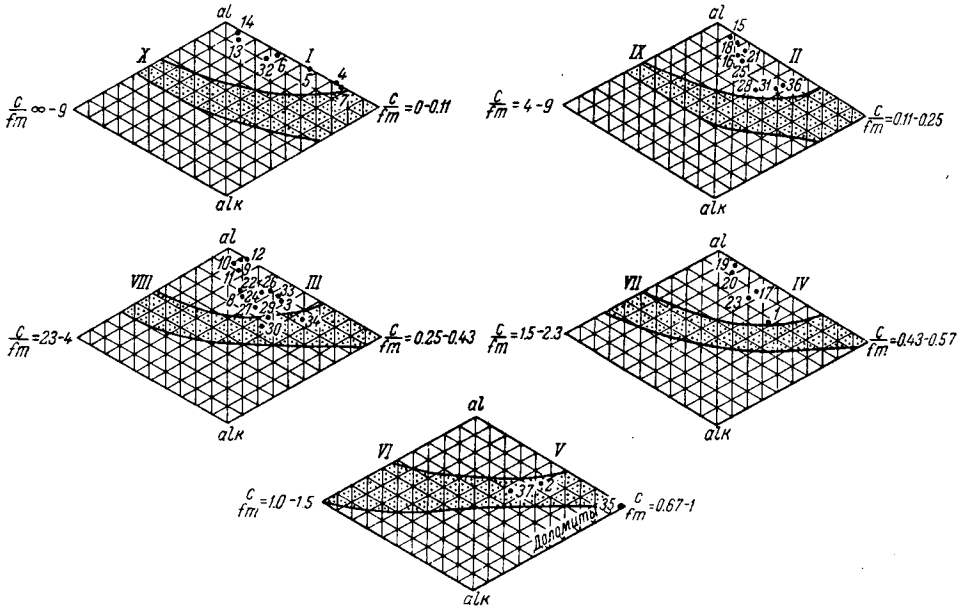


Рис. 77. Поля магматических (точки) и осадочных пород в плоскостях, секущих тетраэдр П. Ниггли.

стинках совместно с поздним кварцем. Кроме того, мусковит развивается по кианиту.

Плагиоклаз образует порфиробласты округлой и эллипсоидальной формы. Они переполнены пойкилитовыми включениями кварца, мусковита, ильменита, кианита и ставролита. Наблюдающееся слоистое распределение углеродистого вещества в плагиоклазе унаследуется от первоначального его распределения в основной ткани. По составу плагиоклаз отвечает олигоклаз-андезину.

Кианит образует таблитчатые кристаллы или сноповидные агрегаты. В таблитчатых кристаллах включения кварца и углеродистого вещества располагаются зонально, концентрируясь в центральной зоне.

Ставролит выделяется в виде призматических кристаллов. Включения, как и в кианите, приурочены к внутренней зоне, в то время как внешняя зона полностью свободна от включений.

Ильменит образует пластинчатые выделения, иногда полностью замещенные лейкоксеном. Рутил рассеян в породе в виде мелких зерен и удлиненных кристаллов. Апатит, циркон, эпидот образуют мелкие редкие зерна в основной ткани породы, а также в кианите и плагиоклазе. Биотит встречается в виде одиночных пластинок, плеохроирует от буровато-желтого по *Np* до бурого по *Ng*. Углеродистое вещество образует

скопления неправильной формы, мельчайшие чешуйки и равномерно рассеяно во всей массе породы.

Химический состав сланцев пачки Б. Для характеристики химического состава главных петрографических разновидностей сланцев пачки Б было выполнено 15 химических анализов. В целях удобства сопоставления химические анализы пересчитаны на параметры по П. Ниггли. Данные химических анализов и пересчеты по П. Ниггли приведены в табл. 24.

По химическому составу сланцы пачки Б довольно близки. Все сланцы характеризуются избытком глинозема, не связанного с кальцием и щело-

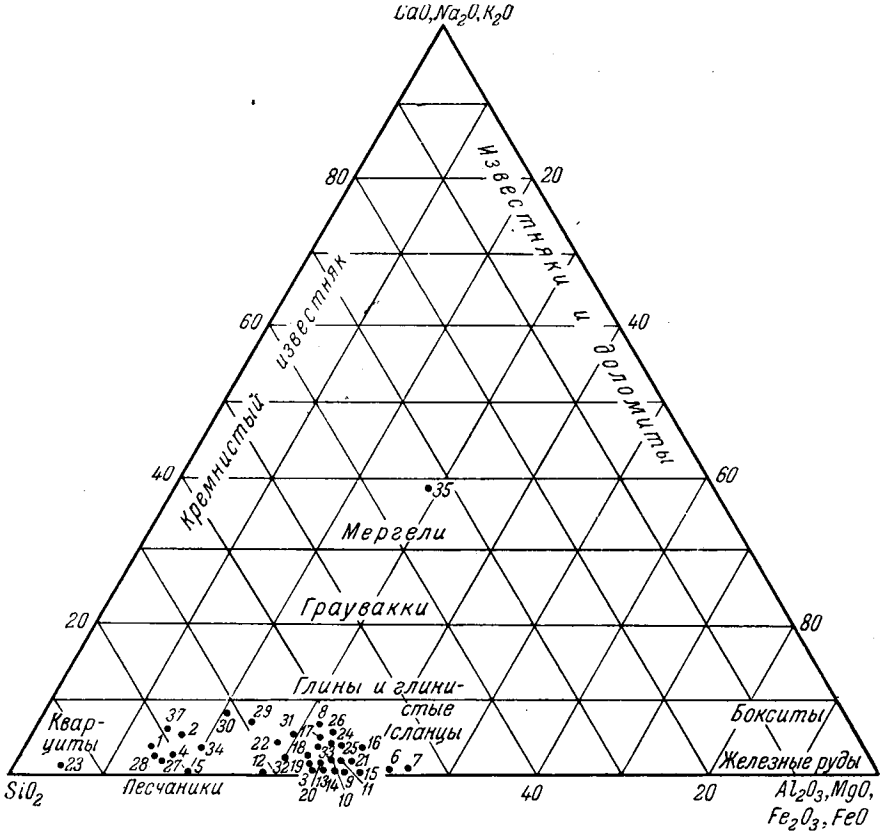


Рис. 78. Диаграмма химического состава осадочных пород по А. Н. Заварицкому.

чами. Избыток глинозема (t=42—86) определяет возникновение кианита и ставролита и частично мусковита. Незначительна в сланцах роль кальция, входящего преимущественно в состав плагиоклаза. Щелочи входят в состав слюд и плагиоклаза. Их роль в химическом составе сланцев также невелика, за исключением анализов филлита и слюдяно-плагиоклазового сланца, где величина alk составляет 20—21 против 0—10 в преобладающей массе сланцев пачки Б.

На диаграммах П. Ниггли (рис. 77) анализы пород пачки Б размещаются в поле глинистых осадков осадочных пород, в I, II, III и IV сечениях тетраэдра с отношением c/fm от 0 до 0.65.

На диаграмме химического состава осадочных пород по А. Н. Заварицкому (рис. 78) анализы пород пачки Б попадают в поле глин и глинистых сланцев.

Таблица 24

Химические анализы сланцев пачки Б

№ образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	MnO	H_2O-	H_2O+	П. п. п.	Сумма
XXV	62.02	0.59	24.52	2.13	0.00	0.00	0.40	1.23	5.23	0.06	0.00	0.18	—	3.87	100.23
15/41в	61.44	1.61	33.55	0.50	0.66	0.56	0.49	0.38	0.06	0.28	0.00	0.06	—	0.83	100.42
81/52	64.32	0.94	29.23	0.53	0.15	0.02	0.26	0.79	1.22	0.09	0.00	0.09	—	2.12	99.72
83/52	62.62	1.21	29.30	0.67	0.20	0.08	0.30	1.73	0.68	0.08	0.00	0.09	1.95	0.31	99.82
58/33	72.22	0.94	23.36	0.29	1.18	Следы	0.44	Следы	Следы	—	0.00	0.00	0.99	0.67	100.09
102/5	64.13	0.89	29.04	1.35	0.35	0.04	0.06	0.47	1.36	—	0.02	0.17	—	1.96	99.84
73/56	62.10	1.42	32.26	1.08	0.29	0.35	0.06	0.55	0.67	—	0.02	0.28	—	1.24	100.32
73/57	60.42	2.13	32.64	1.23	0.88	0.26	0.20	0.28	0.12	—	0.07	0.16	0.90	1.18	100.47
58/30	58.30	1.59	29.53	1.51	1.91	0.00	0.40	1.01	2.40	—	0.00	0.10	—	3.57	100.32
13/29	61.60	1.75	25.33	1.74	1.71	0.75	2.02	1.99	1.26	0.42	Следы	0.12	—	1.46	100.15
149/8	64.91	1.00	27.01	2.34	0.00	0.00	0.37	0.78	0.93	0.20	0.00	0.12	0.97	1.35	99.98
60/51	64.37	0.66	28.83	0.87	0.56	0.18	0.62	0.11	0.82	—	0.00	—	—	2.96	99.98
75/52	63.00	1.13	30.69	0.69	0.31	0.00	0.48	1.43	1.06	0.07	Следы	0.11	—	1.63	100.60
13/24	60.59	2.23	29.01	1.86	1.24	0.43	0.54	0.74	1.65	0.16	Следы	0.08	—	1.97	100.50
141/2	67.86	0.91	21.62	1.17	0.00	0.19	0.46	2.10	2.62	0.06	0.00	0.20	1.86	1.08	100.13

Параметры химических анализов сланцев пачки Б по П. Ниггли

№ на диаграмме	№ образца	*si*	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*mg*	*k*	*c/fm*	*t*
8	XXV	298	69.3	7.5	2.0	21.3	0.00	0.74	0.27	45.8
9	15/41в	273.6	88.0	7.8	2.3	1.9	0.46	0.14	0.29	84.2
10	81/52	333	88.8	2.2	0.9	8.1	0.08	0.50	0.43	79.8
11	83/52	311	84.5	3.9	1.5	10.1	0.15	1.19	0.38	72.5
12	58/33	466	88.8	8.1	3.1	0.0	0.00	0.00	0.38	85.6
13	102 5	325	86.3	6.8	0.3	6.6	0.04	0.32	0.04	79.0
14	73/56	289	88.4	7.0	0.3	4.3	0.32	0.42	0.04	84.0
15	73/57	275	88.4	9.0	1.1	1.5	0.18	0.18	0.12	86.0
16	58/30	255	75.9	11.5	1.8	10.8	0.00	0.61	0.15	58.1
17	13/29	261	63.1	16.3	9.1	11.5	0.29	0.30	0.56	42.6
18	149/8	313	82.3	9.0	1.9	6.8	0.00	0.45	0.21	73.6
19	60/51	317	86.4	7.1	3.25	3.25	0.20	0.82	0.46	79.9
20	75/52	294	84.5	3.4	2.2	9.9	0.00	0.33	0.65	72.4
21	13/24	268	76.2	13.7	2.4	7.7	0.21	0.60	0.17	66.1
22	141/2	375	70.5	6.3	2.6	20.6	0.26	0.45	0.41	47.3

Примечание. Обр. XXV — кварцево-серицитовый филлитовидный сланец, переходный от пород пачки А к породам пачки Б. Порода серого цвета, тонкозернистая, с отчетливо выраженной тонкой слоистостью. Главные минералы: кварц, серицит; второстепенные: плагиоклаз, рутил, рудный минерал, углеродистое вещество. Восточное окончание Кейв. Коллекция И. В. Белькова, аналитик В. Г. Загинайченко. Обр. 15/41в — темно-серый, сноповидно-волокнистый кианитовый сланец. В основной мелкозернистой существенно кварцевой ткани располагаются сноповидные агрегаты волокнистого кианита, достигающие 2—3 см в длину. Агрегаты кианита имеют плоскостную, отчасти линейную ориентировку. Главные минералы: кианит, кварц; второстепенные: мусковит, ставролит, плагиоклаз, хлорит, биотит, рутил, углеродистое вещество. Верховье р. Ельйок. Коллекция И. Д. Батиевой, аналитик В. Г. Загинайченко. Обр. 81/52 — темно-серый кианитовый сланец со сноповидными агрегатами кианита. В породе наблюдается первичная слоистость, обусловленная чередованием серых и темно-серых слоев. Кианит ориентирован под углом 60° к слоистости. Главные минералы: кианит, кварц, мусковит; второстепенные: ставролит, рутил, углеродистое вещество. Гора Кырпуайв. Коллекция И. В. Белькова, аналитик В. Г. Загинайченко. Обр. 83/52 — темно-серый, слоистый сноповидно-волокнистый кианитовый сланец. В светлой слюдяно-кварцевой основной ткани породы содержатся темные сноповидные агрегаты кианита. Наблюдается чередование существенно кварц-мусковитовых слоев со слоями, обогащенными кианитом. Мощность отдельных слоев от 2 до 7 мм. Главные минералы: кианит, кварц, мусковит; второстепенные: ортит, рутил, углеродистое вещество. Гора Кырпуайв. Коллекция И. В. Белькова, аналитик В. Г. Загинайченко. Обр. 58/33 — кианитовый волокнистый сланец темно-серого цвета. Основная мелкозернистая существенно кварцевая ткань породы содержит веретеновидные кристаллы кианита и их скопления такой же формы. Главные минералы: кварц, кианит; второстепенные: ильменит, рутил, сфен, углеродистое вещество. Р. Семужья (среднее течение). Коллекция И. Д. Батиевой, аналитик Е. А. Кульчицкая. Обр. 102/5 — сноповидно-волокнистый сланец темно-серого цвета. Основная ткань тонкозернистая, мусковито-кварцевая, включает мелкие (до 1 см) сноповидно-волокнистые агрегаты кианита. Главные минералы: кварц, кианит, мусковит; второстепенные: плагиоклаз, рутил, углеродистое вещество. Тундра Нусса. Коллекция Л. Л. Гарифулина, аналитик В. Г. Загинайченко. Обр. 73/56 — серый ставролито-кианитовый сланец со сноповидно-волокнистыми агрегатами кианита. Кианит и ставролит имеют линейную ориен-

тировку. Главные минералы: кианит, кварц, мусковит, ставролит; второстепенные: рутил, ильменит, биотит, углеродистое вещество. Тундра Мальурдайв. Коллекция И. Д. Батиевой, аналитик А. М. Бондарева. Обр. 73/57 — темно-серый волокнистый ставролито-кианитовый сланец, слегка сплосный. Кианит линейно ориентирован. Главные минералы: кианит, кварц, ставролит, мусковит; второстепенные: биотит, хлорит, ортит, углеродистое вещество. Тундра Мальурдайв. Коллекция И. Д. Батиевой, аналитик А. М. Бондарева. Обр. 58/30 — серый сноповидно-волокнистый ставролито-кианитовый сланец. Основная ткань сланца мелкозернистая мусковито-кварцевая. На ее фоне выделяются сноповидные агрегаты кианита (1—1.5 см длиной), овальные порфиробласты плагиоклаза (до 1.5 см в поперечнике) и мелкие призмочки ставролита. Главные минералы: кварц, кианит, мусковит, плагиоклаз, ставролит; второстепенные: ильменит, рутил; углеродистое вещество. Р. Семужья (среднее течение). Коллекция И. Д. Батиевой, аналитик Е. А. Кульчицкая. Обр. 13/29 — радиально-лучистый ставролито-кианитовый сланец темно-серого цвета. На фоне мелкозернистой слюдяно-кварцевой основной ткани выделяются радиально-лучистые агрегаты кианита, радиусом от 0.5 до 1 см, овальные порфиробласты плагиоклаза, кристаллы ставролита. Главные минералы: кианит, кварц, плагиоклаз, мусковит, ставролит; второстепенные: биотит, ильменит, рутил, углеродистое вещество. Тундра Воргельурта. Коллекция И. Д. Батиевой, аналитик Е. А. Кульчицкая. Обр. 149/8 — мелкоконкреционный кианитовый сланец темно-серого цвета. Основная ткань породы мелкозернистая, мусковито-кварцевая, содержит небольшие (до 1.5 см в поперечнике), сплюснутые в плоскости сланцеватости, конкреционные стяжения кианита. Главные минералы: кварц, кианит, мусковит; второстепенные: рутил, ставролит, апатит, углеродистое вещество. К северу от пос. Каневка. Коллекция И. В. Белькова, аналитик В. Г. Загинайченко. Обр. 60/51 — параморфический кианитовый сланец. Темная основная ткань породы содержит светлые параморфозы кианита по хиастолиту размером до 2—3 см в поперечнике. Главные минералы: кварц, кианит, мусковит; второстепенные: плагиоклаз, сфен, хлорит, углеродистое вещество. Тундра Воргельурта. Коллекция И. В. Белькова, аналитик Е. А. Кульчицкая. Обр. 75/52 — светло-серый сланец с игольчато-призматическим кианитом. Наблюдаются прослои, обогащенные кианитом и существенно состоящие из слюдяно-кварцевой основной ткани. Мощность прослоев 1—2 см. Главные минералы: кианит, кварц, мусковит; второстепенные: ильменит, рутил, ортит. Гора Кырпуайв. Коллекция И. В. Белькова, аналитик В. Г. Загинайченко. Обр. 13/24 — призматически-зернистый ставролито-кианитовый сланец желтовато-сероватого цвета. В сланцеватой мелкозернистой мусковито-кварцевой основной ткани породы в большом количестве содержатся призматические зерна кианита и ставролита длиной от нескольких миллиметров до 1 см и очковые выделения плагиоклаза до 1 см в поперечнике. Кианит в породе ориентирован линейно. Главные минералы: кианит, кварц, мусковит, ставролит, плагиоклаз; второстепенные: ильменит, хлорит. Тундра Воргельурта. Коллекция И. Д. Батиевой, аналитик В. Г. Загинайченко. Обр. 141/2 — слюдяно-плагиоклазовый сланец темно-серого цвета. Основная мелкозернистая ткань породы отчетливо сланцеватая, сложена кварцем и мусковитом. На ее фоне выделяются темные очковые образования плагиоклаза, размером от 1 до 3 см в поперечнике. В незначительном количестве присутствуют мелкопризматические кристаллы кианита и ставролита. Главные минералы: кварц, мусковит, плагиоклаз; второстепенные: кианит, ставролит, рутил, углеродистое вещество. К северу от пос. Каневка. Коллекция И. В. Белькова, аналитик А. М. Бондарева.

МУСКОВИТОВЫЕ КВАРЦИТЫ ПАЧКИ В

Мусковитовые кварциты представляют собой существенно кварцевые светлые, светло-серые массивные или сланцеватые породы с тонкой или более грубой плитчатой отдельностью. Иногда в породе заметна слоистость, обусловленная чередованием слоев с различной величиной зерна (от песчанистых до гравийно-песчанистых) или светлых безуглеродистых и обогащенных углеродистым веществом серых прослоев. Мощность слоев колеблется от 1—2 мм до 1 см.

В кварцитах наблюдается чаще неравномернозернистая гранобластическая (рис. 79), иногда катакластическая структура. Кварциты в основном состоят из кварца (85.0—99.0%) и подчиненного количества мусковита (0.5—15.0%). Участками, особенно в восточной части центральных Кейв, кварциты обогащены полевым шпатом: плагиоклазом (до 15.0%) и микроклином (до 5.0%). Из второстепенных минералов в кварцитах встречаются биотит, хлорит, циркон, апатит, рутил, рудный минерал, графит, углеродистое вещество.

Кварц имеет неправильную полигональную, иногда удлиненную форму зерен, с ровными или зазубренными контурами. Размер зерен кварца колеблется от 0.2 мм до 2—3 мм. Угасание кварца слабо волнистое. Из включений в кварце встречаются частички распыленного углеродистого вещества и волосовидные зеленовато-коричневатые кристаллы рутила. Вдоль микротрещин в кварце наблюдаются скопления жидких и газово-жидких включений. Их цепочки иногда пересекают границы нескольких зерен кварца.

Мусковит образует пластинки размером от 0.05 до 0.2 мм, располагающиеся между зернами кварца. Мелкие пластинки мусковита иногда группируются в виде линз. Как в одиночных пластинках, так и в линзовидных агрегатах мусковит имеет преимущественную плоскостную ориентировку, определяющую сланцеватость породы. Главная масса муско-

вита бесцветная, но иногда он бледно окрашен и плеохроирует от бесцветного по *Np* до бледно-буроватого по *Ng* и *Nm*.

Плагиоклаз имеет форму изометричных или неправильных зерен, выполняющих промежутки между зернами кварца. Размер зерен плагиоклаза колеблется от 0.05 до 0.5 мм в поперечнике. По составу он относится

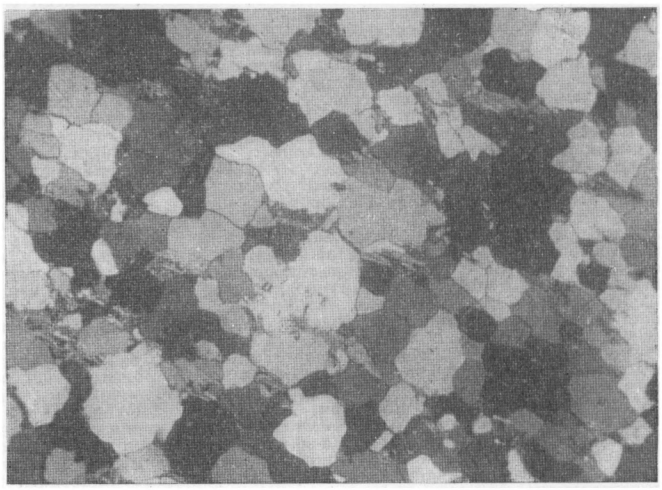


Рис. 79. Гранобластовая структура мусковитового кварцита. Шлиф № 38/19 (ув. 24, николи скрещены).

к альбиту. Иногда плагиоклаз имеет волнистое зональное угасание, обнаруживает полисинтетическое или шахматное двойникование, заметно серицитизирован. Из включений в нем встречаются мелкие округлые зерна кварца.

Таблица 25

Химический анализ мусковитового кварцита пачки В

№ образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	MnO	H_2O-	П. п. п.	Сумма
30/7	93.	0.11	3.58	0.55	0.00	0.20	0.00	0.17	0.65	сл.	0.07	0.52	99.75

Параметры химического анализа мусковитового кварцита по П. Ниггли

№ на диаграмме	№ образца	*si*	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*mg*	*k*	*c/fm*	*t*
23	30/7	284	63.3	12.8	7.4	16.5	0	0.72	0.58	39.4

Примечание. Обр. 30/7 — мусковитовый кварцит, мелкозернистый, массивный. Главные минералы: кварц, мусковит, плагиоклаз; второстепенные: циркон, окислы железа. Тундра Тапшманюку. Коллекция Д. Д. Мирской, аналитик В. Г. Загинайченко.

Микроклин представлен неправильными или изометричными зернами, расположенными между кварцем или концентрирующимися в агрегаты линзовидной или неправильной формы. Микроклин замещает плагиоклаз и также содержит включения зерен кварца.

Биотит образует очень редкие, но более крупные, чем мусковит, пластинки с неровными контурами. Плеохроирует биотит от желтовато-бурого по *Np* до бурого с оранжевым оттенком по *Ng*. В виде включений в биотите встречаются кварц, мусковит, а также мелкие,неправильной или пластинчатой формы зерна рудного минерала. Иногда по биотиту развивается бледноокрашенный серо-зеленоватый хлорит.

Циркон и апатит выделяются в виде мелких округлых кристаллов, располагающихся между зернами других минералов.

Химический состав мусковитовых кварцитов пачки В. Химический состав типичного мусковитового кварцита приведен в табл. 25.

Химический анализ мусковитовых кварцитов подтверждает, что порода в основном состоит из кварца с небольшой примесью других компонентов. На диаграмме П. Ниггли анализ падает в IV сечение тетраэдра — в поле осадочных пород (рис. 77). На диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 78) мусковитовые кварциты попадают в поле кварцитов.

КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ СЛАНЦЫ ПАЧКИ Г

Породы, слагающие пачку Г, представлены разнообразными сланцами, среди которых различаются две главные разновидности: порфиробластические плагиоклазо-ставролитовые сланцы, порфиробластические плагиоклазо-кианито-ставролитовые сланцы.

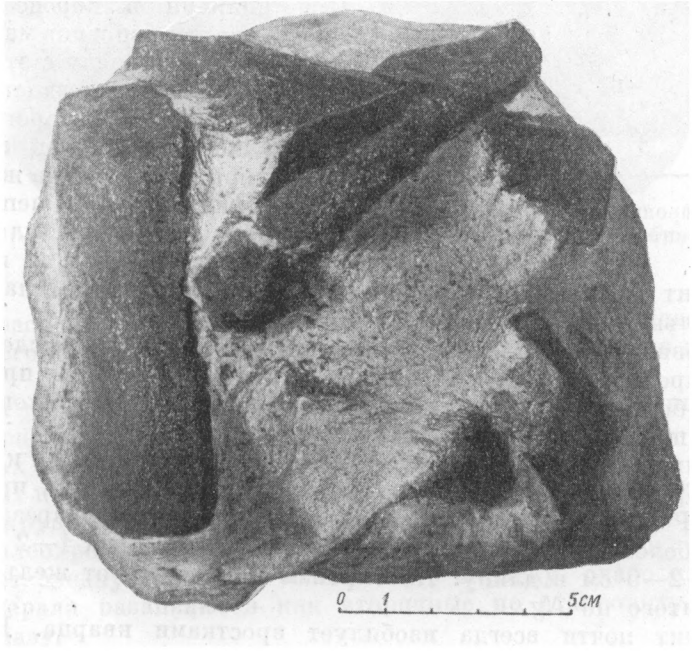


Рис. 80. Порфиробластический плагиоклазо-ставролитовый сланец.

Порфиробластические плагиоклазо-ставролитовые сланцы. Представляют собой светлые, светло-серые или темно-серые породы со сланцеватой кварцево-мусковитовой мелкозернистой основной тканью, на фоне которой отчетливо выделяются идиобласты ставролита длиной от 2 до 25 см (рис. 80). Идиобласты ставролита располагаются в породе без видимой ориентировки, но более или менее

равномерно. В то же время наблюдается иногда приуроченность выделений ставролита к трещинам. Кроме ставролита, в виде порфиробласт присутствуют сплюснутые эллипсоидальные выделения плагиоклаза, размером до 2 см в поперечнике, и пластинки ильменита, имеющие до 0.8 см в диаметре. В некоторых случаях в породах наблюдается тонкая слоистость с мощностью слоев 1—2 мм. Порфиробласты ставролита и плагиоклаза унаследуют в своем строении первичное слоистое расположение углеродистого вещества.

Структура сланцев пойкилопорфиробластическая, иногда катакластическая, с гранолепидобластической или лепидобластической структурой основной ткани.

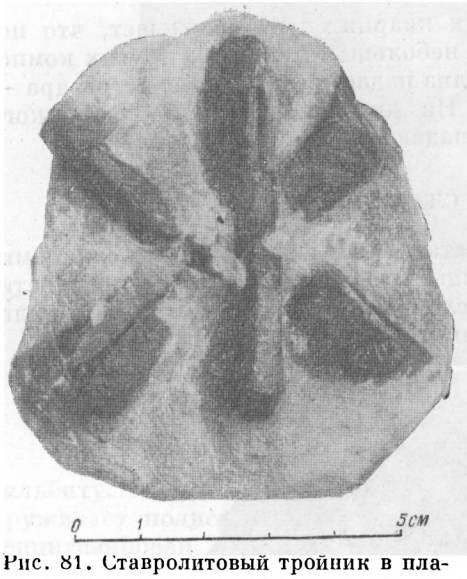


Рис. 81. Ставролитовый тройник в плагиоклазо-ставролитовом сланце.

Главными минералами сланцев являются кварц (30.0—70.0%), мусковит (30.0—50.0%), ставролит (10.0—25.0%), плагиоклаз (5.0—10.0%); второстепенные минералы: ильменит, рутил, апатит, циркон, эпидот, ортит, биотит, хлорит, углеродистое вещество.

Кварц представлен обычно вытянутыми в направлении сланцеватости зернами, иногда с зазубренными очертаниями, размером от 0.2 до 0.5 мм. При наличии в породе углеродистого вещества основная масса кварца запылена им. Наряду с этим наблюдается образование позднего прозрачного кварца, зерна которого несколько крупнее. Этот кварц выделяется в основной ткани в виде жилок и агрегатов линзовидной и неправильной формы, а также окаймляет порфиробласты ставролита и ильменита.

Мусковит образует пластинки размером от 0.05 до 0.5 мм, находящиеся в параллельной ориентировке.

В разновидностях сланцев, обогащенных мусковитом, последний обтекает порфиробласты ставролита. В подчиненном количестве присутствует в породах более поздний, обычно крупнопластинчатый мусковит, развивающийся по ставролиту и плагиоклазу.

Ставролит выделяется в виде прекрасно сформированных кристаллов нередко образующих крестообразные двойники и тройники прорастания (рис. 81). Реже зерна ставролита имеют неправильные изрезанные контуры. Наиболее обычный размер кристаллов ставролита 1—2 см в поперечнике и 2—5 см в длину. Плеохроизм ставролита от желтоватого по *Np* до желтого по *Ng*.

Ставролит почти всегда изобилует вростками кварца. Включения кварца и распыленное углеродистое вещество концентрируются главным образом в центральной части кристаллов. В краевой части кристаллов ставролита нередко заметны зоны роста, благодаря чередованию бескварцевых зон и зон с включениями кварца, параллельных граням кристалла. В отдельных шлифах можно наблюдать S-образное распределение включений кварца и ильменита в кристаллах.

Кроме кварца и ильменита, в ставролите бывают включены рутил, плагиоклаз (рис. 82). Иногда кристаллы ставролита бывают разорваны и по трещинам замещаются агрегатом хлорита, кварца, мусковита, биотита.

Плагиоклаз представлен порфиробластами овальной, реже — прямоугольной формы. Зерна плагиоклаза полисинтетически сдвойникованы и содержат множество мелких вростков кварца. Включения бывают удлинены в направлении сланцеватости основной ткани породы, иногда образуют S-образную структуру. Из других включений в плагиоклазе встречаются пластинки ильменита и мусковита, зерна рутила, ортита, циркона, апатита и эпидота. По составу плагиоклаз относится к олигоклаз-андезину № 29—32.

Ильменит выделяется в форме пластинок, бóльшая часть которых лежит в плоскости сланцеватости и слоистости породы. Другая часть пла-

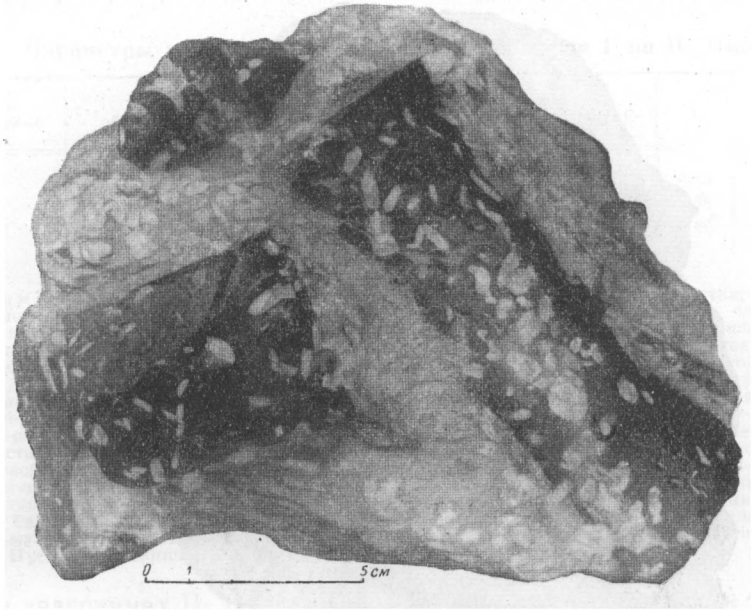


Рис. 82. Включения плагиоклаза в ставролите порфиробластического плагиоклазо-ставролитового сланца.

стинок располагается произвольно и нередко сопровождается каймой из позднего кварца. Из включений в ильмените встречаются мелкие зерна кварца.

Рутил рассеян по всей массе породы, образует удлиненные призматические кристаллы или неправильные зерна размером до 0.2—0.3 мм. Цвет в шлифах коричневый, темно-коричневый.

Биотит и хлорит присутствуют не во всех образцах и представлены мелкими и крупными пластинками, пересекающими сланцеватость породы. Биотит плеохроирует от желтовато-бурого по *Np* до бурого по *Ng*. Хлорит имеет бледную серовато-зеленоватую окраску, слабо плеохроирует. Оба минерала развиваются как вторичные по ставролиту, отчасти по плагиоклазу.

Апатит, циркон, ортит, эпидот встречаются в незначительных количествах в виде мелких зерен или кристалликов, обычно располагающихся в межзерновых промежутках основной ткани породы, реже включены в биотите, хлорите и плагиоклазе.

Углеродистое вещество представлено мельчайшими черными пылинками, рассеянными в минералах породы. При больших увеличениях различаются бесформенные частицы аморфного углеродистого вещества и частицы, имеющие форму гексагональных пластинок, по-видимому представляющих собой графит.

Порфиробластические плагиоклазо-кианито-ставролитовые сланцы. Во многом сходны с описанными выше, но в отличие от порфиробластических плагиоклазо-ставролитовых сланцев в них присутствует, кроме ставролита, и кианит (рис. 83). Соотношение в содержании кианита и ставролита непостоянно, обычно ставролит преобладает над кианитом. Суммарное содержание кианита и ставролита колеблется в среднем от 15.0 до 25.0%.

Кианит обладает серо-голубоватой окраской и образует крупные, до 7—10 см в длину, одиночные, таблитчатые кристаллы или радиальные

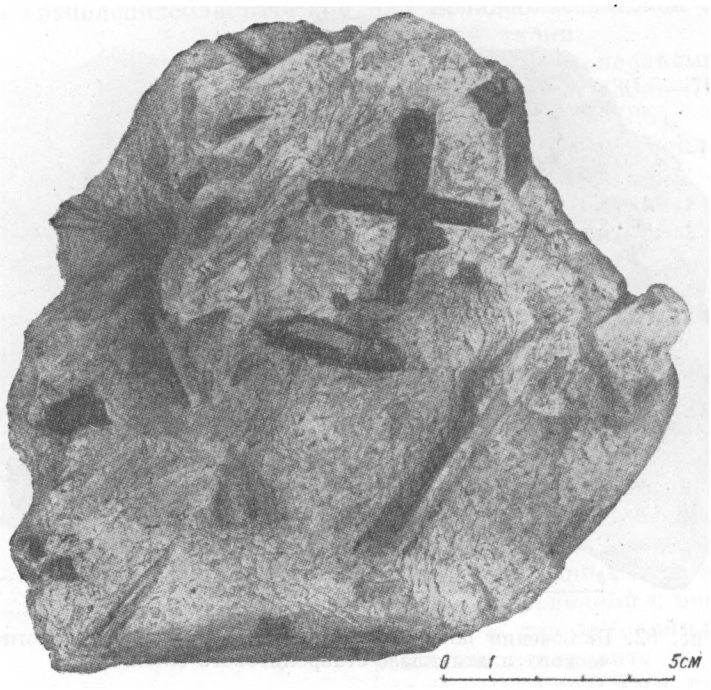


Рис. 83. Порфиробластический плагиоклазо-кианито-ставролитовый сланец.

их сростки. Концевые грани кристаллов обычно неровные, разъедены и замещены мусковитом.

В шлифах кианит прозрачен или запылен углеродистым веществом, которое преимущественно концентрируется, как и включения кварца, в центральных зонах кристаллов. В виде включений в кианите встречаются также мелкие зерна рутила и пластинки ильменита. В остальном эти сланцы аналогичны порфиробластическим плагиоклазо-ставролитовым сланцам.

Химический состав сланцев пачки Г. Для сланцев пачки Г мы располагаем тремя химическими анализами, помещенными вместе с пересчетом их на параметры по П. Ниггли в табл. 26.

Все сланцы пачки Г отличаются повышенным содержанием глинозема, большая часть которого входит в состав кианита, ставролита и слюды (t=40—56). Содержание щелочей в сланцах пачки Г заметно повышенное (alk=11—15) за счет большего содержания слюды и плагиоклаза. Также относительно повышено содержание окислов железа, входящего в состав ставролита, биотита и ильменита (fm=13—20).

Таблица 26

Химические анализы сланцев пачки Г

№ образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	MnO	H_2O-	П. п. п.	Сумма
12/28	62.92	1.60	23.59	2.96	0.82	0.78	1.22	2.37	1.75	0.09	Следы	0.32	1.74	100.16
63/7	60.36	1.03	28.16	2.38	1.41	Следы	0.34	2.00	1.90	Следы	Следы	0.00	2.57	100.15
106/3	60.99	1.73	24.63	3.39	0.68	1.10	1.74	0.37	3.60	Следы	0.01	0.26	2.04	100.54

Параметры химических анализов сланцев пачки Г по П. Ниггли

№ на диаграмме	№ образца	*si*	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*mg*	*k*	*c/fm*	*t*
24	12/28	278	61.3	18.0	5.6	15.1	0.29	0.33	0.31	40.6
25	63/7	262	72.1	12.6	1.6	13.7	0.00	0.38	0.13	56.8
26	106/3	257	61.0	20.0	8.0	11.0	0.34	0.86	0.40	42.0

Примечание. Обр. 12/28 — светлый порфиробластический плагиоклазо-ставролитовый сланец. Основная ткань породы кварцево-мусковитовая, мелкозернистая, отчетливо сланцеватая, на ее фоне выделяются коричневые идиобласты ставролита до 2—3 см длиной, очковые выделения плагиоклаза до 1.5 см в поперечнике и пластинки биотита. Главные минералы: кварц, мусковит, ставролит, плагиоклаз; второстепенные: биотит, ильменит, апатит. Тундра Воргельурта. Коллекция И. Д. Батиевой, аналитик В. Г. Загинайченко. Обр. 63/7 — светло-серый порфиробластический плагиоклазо-кианито-ставролитовый сланец. Основная мелкозернистая мусковито-кварцевая ткань породы сланцеватая, включает порфиробласты кианита и ставролита (до 3—5 см длиной), а также очковые выделения плагиоклаза (до 2 см в поперечнике). Главные минералы: кварц, мусковит, ставролит, кианит, плагиоклаз; второстепенные: ильменит, углеродистое вещество. Тундра Куроптевская. Коллекция И. Д. Батиевой, аналитик Е. А. Кульчицкая. Обр. 106/3 — темный порфиробластический плагиоклазо-кианито-ставролитовый сланец. Сланцеватость основной мелкозернистой ткани выражена слабо. Порфиробласты представлены ставролитом, кианитом и плагиоклазом. Размер порфиробласт достигает нескольких сантиметров. Главные минералы: кварц, ставролит, мусковит, кианит, плагиоклаз; второстепенные: биотит, ильменит, углеродистое вещество. Тундра Нусса. Коллекция Л. Л. Гарифулина, аналитик В. Г. Загинайченко.

На диаграммах П. Ниггли (рис. 77) анализы размещаются в поле осадочных пород. На диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 78) химические составы пород ложатся в поля глинистых сланцев и глин.

КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ СЛАНЦЫ ПАЧКИ Д

Породы пачки Д представлены существенно слюдяно-кварцевыми сланцами. В зависимости от присутствия кианита, ставролита, плагиоклаза и граната выделяются следующие их разновидности: мусковито-кварцевые сланцы (местами с галечными прослоями), двуслюдяные сланцы, гнейсо-сланцы, мусковито-кварцевые сланцы с кианитом и ставролитом, двуслюдяные сланцы с гранатом, двуслюдяные сланцы со ставролитом и гранатом, двуслюдяные порфиробластические ставролитовые сланцы.

Мусковито-кварцевые сланцы. Имеют белую или желтоватую окраску и отчетливо выраженную сланцеватость. Структура лепидогранобластовая или гранобластовая.

Главные минералы представлены кварцем (75.0—98.0%) и мусковитом (2.0—16.0%). В переменных количествах присутствуют плагиоклаз и микроклин (в сумме до 7—8%). К второстепенным минералам относятся биотит, рудный минерал, хлорит, апатит, турмалин, рутил, графит (?).

Кварц образует изометричные, удлиненные или неправильные зерна с ровными или зубчатыми очертаниями. Размер зерен колеблется от 0.2 до 2.5 мм. Кварц содержит включения мелких пластинок мусковита и биотита, волосовидные включения рутила и турмалина, газово-жидкие пузырьки, располагающиеся вдоль микротрещин.

Мусковит выделяется в форме пластинок от 0.1 до 2.0 мм в длину. Располагается между зернами кварца в виде одиночных пластинок или линзовидных агрегатов.

Плагиоклаз и микроклин выделяются в виде неправильных зерен размером до 1 мм в поперечнике или линзовидных агрегатов, образующихся в результате дробления более крупных зерен. По составу плагиоклаз относится к олигоклаз-андезину. В микроклине иногда наблюдаются лентовидные пертитовые вростки альбита.

Биотит и хлорит встречаются в виде редких пластинок до 2 мм в поперечнике. Биотит плеохроирует от буровато-желтого по *Np* до бурого по *Ng*; хлорит окрашен в грязновато-зеленоватый цвет, почти не плеохроичен.

Рудный минерал представлен ильменитом, образующим пластинки, лежащие в плоскости сланцеватости, и ближе не определенными зернами неправильной формы.

Апатит в виде изометричных зерен и мелких удлиненных кристаллов располагается в межзерновых промежутках и внутри зерен кварца.

Турмалин встречается лишь в сланцах западной части центральных Кейв в виде одиночных короткопризматических кристаллов и группирующихся по нескольку вместе. Располагается он между зернами кварца. Угасание прямое, удлинение отрицательное, плеохроирует от темно-зеленого по *Nm* до бледно-розового по *Np*.

Рутил, имеющий игольчатую или волосовидную форму, заключен в зернах кварца.

В отдельных участках нижней части пласта мусковито-кварцевых сланцев присутствуют галечные прослои мощностью в несколько метров. Цементом в них служит кварцево-мусковитовый сланец. Гальки представлены кварцем, кварцитом, обуглероженным кварцево-мусковитовым сланцем. Размер галек колеблется от нескольких миллиметров до 6—7 см в поперечнике. Количество галек по отношению ко всему объему породы колеблется от одиночных до 40—50%. Форма галек, выражающая степень их окатанности и поздней деформации, зависит от их состава.

Кварцевые гальки имеют сглаженно-угловатую изометричную или удлиненную форму. Они сложены серовато-белым или дымчатым зернистым кварцем. Кварцитовые гальки имеют уплощенную или линзовидную форму. Галькам кварцево-мусковитовых сланцев свойственна форма чечевиц. Они располагаются согласно с плоскостью сланцеватости. Кварцево-мусковитовые сланцы, слагающие гальки, состоят из кварца и мусковита примерно в равных количествах и обладают серым цветом вследствие запыленности углеродистым веществом.

Двуслюдяные сланцы. Представляют собой мелкозернистые светлые сланцеватые породы. Структура их лепидогранобластическая, с порфиробластами биотита.

Главные минералы породы: кварц (70.0—95.0%), мусковит (0.2—10.0%), биотит (1.5—8.0%), плагиоклаз (2.0—17.0%), иногда микроклин; как второстепенные встречаются рудный минерал, апатит, циркон, хлорит, турмалин, графит, рутил.

Кварц представлен изометричными или удлиненными в плоскости сланцеватости зернами с волнистым угасанием. Содержит редкие чешуйки серицита, волосовидные включения рутила, а также газово-жидкие включения.

Мусковит развит в виде одиночных пластинок или их скоплений, располагающихся между зернами кварца.

Биотит образует пластинки размером около 1 мм, реже до нескольких миллиметров в поперечнике, с неправильными очертаниями. Часть пластинок лежит в плоскости сланцеватости породы, но бо́льшая их часть

преимущественной ориентировкой не обладает. Плеохроирует от буровато-желтоватого по *Np* до бурого по *Ng*. Иногда содержит включения циркона, окруженные плеохроичными ореолами. Часто биотит почти полностью замещается хлоритом.

Плагиоклаз находится в форме изометричных или удлиненных в плоскости сланцеватости зерен, прозрачен, иногда слабо зонален, включает мелкие зерна кварца, пластинки мусковита и чешуйки графита, по составу относится к олигоклазу.

Микроклин изредка присутствует в заметном количестве в виде неправильных зерен с типичной двойниковой решеткой. Рудный минерал образует изометричные или пластинчатой формы зерна до 1.0 мм в поперечнике, расположенные в межзерновых промежутках.

Апатит, циркон и турмалин представлены мелкими призматическими кристаллами или изометричными зернами. Большинство их располагается в интерстициях. Апатит и циркон иногда включены в кварце, биотите, плагиоклазе. Турмалин плеохроирует от розового по *Np* до темно-зеленого по *Nm*.

Графит в виде мельчайших гексагональных чешуек в небольшом количестве встречается в кварце, плагиоклазе, а также на поверхности пластинок слюд. Хлорит образует пластинки грязно-зеленоватого цвета, почти не плеохроичные, развивается по биотиту.

Гнейсо-сланцы. Внешне близки к биотитовым гнейсам, подстилающим сланцы свиты кейв. Это мелкозернистые светло-серые породы со сланцеватой текстурой. Структура пород гранобластическая. Главными минералами являются кварц (57.0—60.0%), плагиоклаз (30.0—40.0%), биотит (3.0—5.0%); второстепенные минералы: гранат, мусковит, рудный минерал, сфен, апатит, циркон, графит.

Кварц имеет изометричную форму зерен, содержит большое количество двухфазных газово-жидких включений, располагающихся цепочками вдоль микротрещин.

Плагиоклаз образует изометричные и ксеноморфные по отношению к кварцу зерна, сильно пелитизирован, по составу относится к олигоклазу.

Биотит и мусковит развиваются в виде пластинок, расположенных в межзерновых промежутках. Биотит плеохроирует от буровато-желтого по *Np* до бурого по *Ng*. Рудный минерал имеет изометричную форму зерен, часто окружен каймой лейкоксена. Апатит и циркон выделяются в форме кристаллов и изометричных зерен, иногда включены в плагиоклазе и биотите. Графит образует мелкие чешуйки, включенные в плагиоклаз или выделяющиеся между зерен кварца.

Мусковито-кварцевые сланцы с кианитом и ставролитом. Представляют собой светлые породы, сходные с мусковито-кварцевыми сланцами и отличающиеся лишь присутствием порфиробластических выделений кианита и ставролита. Порфиробласты имеют форму кристаллов или неправильных зерен размером 1.5—3 см, реже — крупнее. Располагаются порфиробласты без видимой закономерности более или менее равномерно. Иногда замечается их концентрация вдоль плоскостей сланцеватости или выделение вдоль трещин, секущих сланцеватость. Ставролит обычно преобладает над кианитом. Суммарное количество ставролита и кианита в породе невелико, не превышает 10.0%.

В шлифах наблюдается пойкилопорфиробластическая структура с лепидогранобластической структурой основной ткани.

Главные минералы пород: кварц, мусковит, ставролит, кианит, иногда плагиоклаз. Второстепенные минералы: рудный минерал, рутил, апатит, биотит, хлорит. Микроскопически минералы основной ткани аналогичны минералам мусковито-кварцевых сланцев.

В шлифах обнаруживается, что наряду с крупными порфиробластами ставролита и кианита в породе присутствуют и более мелкие их зерна, размером не более 1 мм. Мелкие зерна выполняют межзерновые промежутки и имеют исключительно неправильную форму. Порфиробласты также редко сохраняют форму кристаллов. Чаще они имеют вид неправильных зерен, разъеденных и замещенных кварцем.

Мелкие и крупные зерна ставролита и кианита переполнены вростками кварца. Характерно, что чем крупнее порфиробласты, тем крупнее и вростки кварца. В кианите и ставролите встречаются в виде включений также пластинки мусковита, зерна рудного минерала и рутила. Ставролит замещается поздними мусковитом, биотитом и хлоритом.

Двуслюдяные гранатовые и гранат-и ставролитсодержащие сланцы. Составляют группу близких пород. Внешне — это светло-серые и темно-серые сланцеватые породы с мелкозернистой слюдяно-кварцевой основной тканью, в которой равномерно вкраплены зерна граната — альмандина размером от 1 мм до нескольких миллиметров в поперечнике и кристаллы ставролита до нескольких сантиметров длиной.

Структура пород пойкилопорфиробластическая: более крупные выделения граната, ставролита, иногда биотита содержат большое количество кварцевых и других включений. Структура основной ткани лепидогранобластическая или гранолепидобластическая, в зависимости от количественных соотношений слюды и кварца с плагиоклазом.

Главные минералы: кварц, мусковит, биотит, гранат, часто плагиоклаз (олигоклаз) и ставролит; второстепенные: хлорит, рудный минерал, циркон, апатит, графит.

Двуслюдяные порфиробластические ставролитовые сланцы. Внешне представляют собой серые и темно-серые породы с мелкозернистой сланцеватой слюдяно-кварцевой основной тканью и выделяющимися на ее фоне крупными (от 2 до 10 см длиной) идиобластами ставролита. Помимо ставролита, в основной ткани рассеяны в большем или меньшем количестве довольно крупные порфиробласты биотита.

В шлифах наблюдается порфиробластическая структура с лепидогранобластической структурой основной ткани. В некоторых случаях хорошо заметна слоистость, обусловленная различной концентрацией тонкораспыленного углеродистого вещества в отдельных слоях и сохранившаяся не только в основной ткани породы, но и в порфиробластах ставролита и биотита.

Главные минералы: кварц (от 55.0 до 70.0%), мусковит (от 6.0 до 20.0%), ставролит (от 12.0 до 25.0%), биотит (от 2.0 до 6.0%). Второстепенные минералы: ильменит, рутил, циркон, апатит, хлорит, углеродистое вещество.

Кварц основной ткани представлен округлыми зернами (0.05—0.1 мм), запыленными углеродистыми веществом. Кроме того, присутствует поздний прозрачный кварц в более крупных зернах (до 0.5 мм), выделяющихся около порфиробласт биотита и ставролита в двориках растяжения.

Мусковит выделяется в виде мелких чешуек, большей частью лежащих в плоскости сланцеватости и расположенных между зернами кварца.

Ставролит образует крупные идиобласты, более сильно запыленные углеродистым веществом в центральной части кристаллов. В ставролите содержатся округлые включения кварца и пластинки ильменита, ориентированные преимущественно в одной плоскости.

Биотит образует крупные пластинки, расположенные под различными углами к плоскости сланцеватости. Плеохроирует от буровато-желтого по *Np* до бурого по *Ng*. Содержит включения ильменита, кварца, мусковита и циркона.

Ильменит выделяется в форме пластинок, ориентированных параллельно сланцеватости пород, частью замещается лейкоксеном. Рутил встречается в виде удлиненных зерен (до 1 мм длиной), равномерно рассеянных в породе. Хлорит развивается по биотиту, иногда встречается в виде одиночных крупных (до 2 мм) пластинок; плеохроирует слабо, в грязно-зеленых тонах.

От порфиробластических ставролитовых сланцев пачки Г двуслюдяные ставролитовые сланцы пачки Д отличаются присутствием биотита и полным отсутствием плагиоклаза.

Химический состав сланцев пачки Д. О химическом составе пород пачки Д можно судить на основании семи химических анализов и их пересчетов на параметры по П. Ниггли (табл. 27).

Таблица 27

Химические анализы сланцев пачки Д

№ образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	MnO	H_2O-	H_2O+	П. п. п.	Сумма
120/47	83.82	0.24	9.28	1.11	0.23	0.26	0.42	0.99	2.32	0.09	Следы	0.22	0.44	0.69	100.11
11/22	83.39	0.24	8.84	0.86	0.70	0.52	0.46	1.19	2.29	0.05	0.01	0.41	—	1.31	100.27
120/62	69.60	0.75	16.28	1.55	1.82	0.70	1.08	3.59	2.95	0.05	0.02	0.32	0.66	0.85	100.22
140/2	72.62	0.38	13.78	1.79	2.17	0.08	0.90	3.35	4.39	0.02	0.08	0.18	—	0.52	100.26
130/1	66.04	1.20	17.33	3.23	3.03	1.75	1.58	2.65	2.07	0.07	0.06	0.18	—	1.10	100.29
141/9	68.98	0.96	20.04	4.54	0.43	0.44	0.44	0.82	1.50	0.06	0.07	0.20	1.10	0.46	100.04
132/VI	63.58	1.60	21.24	4.13	1.45	1.24	1.48	1.43	1.85	0.06	0.06	0.18	1.50	0.10	100.20

Параметры химических анализов сланцев пачки Д по П. Ниггли

№ на диаграмме	№ образца	*si*	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*mg*	*k*	*c/fm*	*t*
27	120/47	862	57.0	14.0	4.0	25.0	0.26	0.60	0.29	28.0
28	11/22	810	50.4	19.8	4.8	25.0	0.37	0.56	0.24	20.6
29	120/62	351	48.4	18.5	5.9	27.1	0.27	0.35	0.32	15.4
30	140/2	394	44.0	18.0	5.0	33.0	0.04	0.46	0.27	6.0
31	130/1	282	43.6	32.5	7.3	16.6	0.34	0.34	0.22	19.7
32	141/9	373	63.7	24.2	2.6	9.5	0.15	0.55	0.10	51.6
33	132/VI	278	54.7	27.1	7.0	11.2	0.30	0.45	0.26	36.5

Примечание. Обр. 120/47 — двуслюдяной сланец светло-серого цвета. Порода мелкозернистая, сланцеватая. Главные минералы: кварц, мусковит, плагиоклаз; второстепенные: биотит, рудный минерал, углеродистое вещество. Среднее течение р. Югонька. Коллекция Д. Д. Мирской, аналитик Н. А. Елина. Обр. 11/22 — двуслюдяной сланец светло-серого цвета с ржавым оттенком от окислов железа. Порода мелкозернистая, отчетливо сланцеватая. Минеральный состав: кварц, мусковит, плагиоклаз, биотит. Тундра Песцовая. Коллекция И. Д. Батиевой, аналитик В. Г. Загинайченко. Обр. 120/62 — двуслюдяной сланец светло-серого цвета. Порода мелкозернистая, сланцеватая, с линейной ориентировкой мусковита и биотита. Главные минералы: кварц, плагиоклаз, мусковит, биотит; второстепенные: рудный минерал, апатит. Среднее течение р. Югонька. Коллекция Д. Д. Мирской, аналитик Н. А. Елина. Обр. 140/2 — гнейсо-сланец. Серая мелкозернистая порода со слабо сланцеватой текстурой. В породе присутствуют мелкие (1—2 мм в поперечнике) кристаллы розового граната. Главные минералы: кварц, плагиоклаз, биотит, мусковит; второстепенные: гранат, рудный минерал. К северу от пос. Каневка. Коллекция И. В. Белькова, аналитик А. М. Бондарева. Обр. 130/1 — двуслюдяной сланец с гранатом и ставролитом светло-серого цвета. Основная ткань мелкозернистая, сланцеватая. В ней содержатся крупные идиобласты ставролита до 4 см длиной и более мелкие кристаллы граната от 2 до 5 мм в поперечнике. Гранат и ставролит распределены в породе равномерно. Главные минералы: кварц, мусковит, ставролит, гранат, плагиоклаз, биотит; второстепенные: рудный минерал, апатит. К северу от пос. Каневка. Коллекция И. В. Белькова, аналитик А. М. Бондарева. Обр. 141/9 — двуслюдяной сланец с гранатом и ставролитом. Основная ткань породы мелкозернистая, слюдяно-кварцевая. Порфиробласты ставролита достигают 2 см в длину, кристаллы граната до 5 мм в поперечнике. Главные минералы: кварц, ставролит, гранат, мусковит, плагиоклаз, биотит; второстепенные: апатит и рудный минерал. К северу от пос. Каневка. Коллекция И. В. Белькова, аналитик А. М. Бондарева. Обр. 132/VI — двуслюдяной порфиробластический ставролитовый сланец серого цвета. Основная ткань породы мелкозернистая, слюдяно-кварцевая, отчетливо сланцеватая. В основной ткани содержатся крупные (до 5 см длиной) порфиробласты ставролита и равномерно рассеянные пластинки биотита (размером 2—3 мм в поперечнике). Главные минералы: кварц, ставролит, плагиоклаз, мусковит, биотит; второстепенные: апатит и рудный минерал. К северу от пос. Каневка. Коллекция И. В. Белькова, аналитик А. М. Бондарева.

По составу породы пачки Д неоднородны. В стратиграфическом разрезе снизу вверх они изменяются от мусковито-кварцевых сланцев, богатых SiO_2 и сравнительно бедных Al_2O_3, до ставролитовых сланцев, с содержанием Al_2O_3, равным 21.24%. Вместе с тем пересчеты анализов по П. Ниггли выявляют известное сходство коэффициентов, определяющее генетическое родство пород. Все они отличаются заметным избытком глинозема (t=6—52) по сравнению с параметрами c и alk. Глинозем преимущественно связан со слюдами, ставролитом и гранатом. Значение c невелико (c=3—7), поэтому содержание плагиоклаза в сланцах минимальное. Повышенные значения имеют параметры alk=9—33 (породы обогащены слюдами) и fm=14—32 (повышенное содержание ставролита, биотита и граната).

В тетраэдре П. Ниггли (рис. 77) анализы размещаются в I, II и III сечениях с c/fm=0—0.43 в поле осадочных пород. Два анализа попадают в поле изверженных пород.

На диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 78) химические составы пород ложатся в поля песчаников, песчанистых глин и глин.

ПОРОДЫ ПАЧКИ Е

По минералогическому составу среди метаморфических осадочных пород пачки Е выделяются 3 главные разновидности: аркозовые песчаники, доломиты, доломитизированные песчаники.

Широко распространены скарнированные доломитизированные песчаники и доломиты, образовавшиеся при контактовом воздействии интрузии основных пород. Скарнированные породы представлены диопсидовыми, диопсидо-тремолитовыми, тремолитовыми песчаниками и диопсидовыми доломитами.

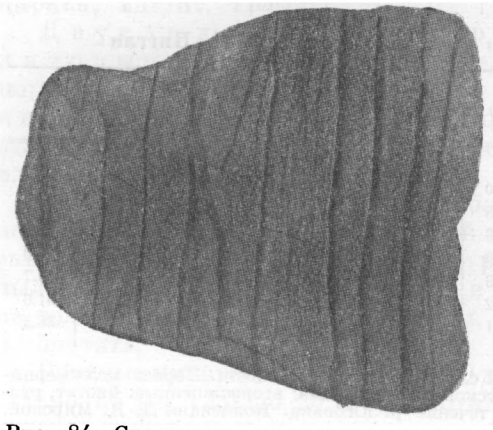


Рис. 84. Слоистость в аркозовых песчаниках.

Аркозовые песчаники. Располагаются в низах пачки Е, а также образуют тонкие прослои среди доломитов.

Внешне аркозовые песчаники представляют собой тонкозернистые породы серого цвета. Они обладают тонкой, местами косой слоистостью с чередованием более темных и более светлых полос (рис. 84). Слоистая текстура обусловлена концентрацией в отдельных слоях рудного минерала, придающего им более темный цвет. Размер зерен пород колеблется от 0.02 до 0.1 мм.

Структура пород псаммитовая или гранобластическая. Псаммитовой структурой обладают разновидности пород со слабо окатанными неправильными зернами кварца, плагиоклаза и микроклина, сцементированными тонкозернистым серицитовым материалом, несколько запыленным частицами рудного минерала.

Главные минералы аркозовых песчаников: кварц (30.0—70.0%), микроклин и плагиоклаз (в сумме 10.0—50.0%), мусковит (до 15.0), биотит (до 20.0%). Второстепенные минералы: турмалин, апатит, рудный минерал, циркон, рутил.

Полевые шпаты и кварц образуют зерна неправильной формы. В микроклине видна типичная двойниковая решетка. В аркозовых песчаниках

с псаммитовой структурой присутствуют мелкочешуйчатый серицит, очень бледно окрашенный в зеленовато-желтый цвет, мусковит и биотит, с плеохроизмом от почти бесцветного по *Np* до бурого с оранжевым оттенком по *Ng*.

В песчаниках с гранобластической структурой преобладает биотит, плеохроирующий от светлого зеленовато-желтоватого по *Np* до буровато-оливкового по *Ng*.

Серицит образует чешуйчатые скопления, выполняющие промежутки между другими минералами. Биотит и мусковит выделяются в виде более крупных пластинок с неправильными очертаниями.

Рудные минералы (частью сульфиды) встречаются в виде одиночных изометричных зерен или содержатся в более значительных количествах и тогда располагаются преимущественно слоями. Форма рудных зерен правильная, с прямоугольными, шестиугольными или восьмиугольными сечениями.

Апатит и турмалин представлены призматическими кристаллами или их обломками размером до 0.1 мм. У турмалина отчетливо выражен плеохроизм от грязно-зеленого по *Nm* до розоватого по *Np*. Более густая окраска наблюдается в центральной части зерен.

Циркон и рутил образуют мелкие (до 0.02 мм) редкие кристаллики. Циркон замутнен, рутил просвечивает бутылочно-зеленым цветом.

Доломиты. Массивные тонкозернистые мономинеральные породы. Цвет их меняется от белого до серовато-розового и бледно-сиреневого. Участками в доломитах присутствуют тонкие, измеряющиеся миллиметрами и сантиметрами прослои аркозовых доломитизированных песчаников. Перемежающиеся с песчаниками прослои доломитов имеют плитчатую отдельность.

Главным минералом является доломит. Из минералов примесей присутствуют в небольших количествах кварц, слюда, рудный минерал. Породам свойственна гранобластическая или мозаичная структура.

Доломит представлен полигональными зернами размером 0.04—0.1 мм. Иногда в породе обособляются линзовидные крупнозернистые участки с размером зерен доломита до 0.5 мм; двойники отсутствуют; показатели преломления: шлиф № 9/55б — $Nm=1.678$, шлиф № 5/65 — $Nm=1.681$.

Встречающиеся единичные зерна кварца, рудного минерала и пластинки мусковита располагаются между зернами доломита. Кварц и рудный минерал имеют изометричную форму зерен. Размеры зерен кварца колеблются от 0.05 до 0.1 мм, рудного минерала — от 0.01 до 0.05 мм в поперечнике. Кроме мусковита, иногда присутствует желтая слюда (флогопит) в виде пластинок размером до 0.1 мм или таких же размеров мелкочешуйчатых ее скоплений. Она плеохроирует от бледно-желтоватого, почти бесцветного по *Np* до желтого по *Ng*.

Скарнирование доломитов выражается в их диопсидизации. В начальной стадии диопсид развивается в виде отдельных зерен и цепочек их вдоль тончайших трещин. Затем диопсид образует линзовидные или слоистые обособления. На завершающих стадиях диопсидизации диопсидовые жилки становятся более мощными, сеть их сгущается до полного замещения доломита с образованием пород диопсидового состава. Промежуточная стадия диопсидизации представлена на рис. 85.

Размер зерен диопсида достигает 0.5—1.0 мм. Зерна прозрачны или несколько замутнены. Форма их изометричная, иногда разрезы имеют правильные восьмиугольные очертания. Система спайности по (110) выражена отчетливо, заметна отдельность по (010). Угол $2V$ колеблется от $+57°$ до $+59°$; угол с *Ng* равен 39—40°.

Песчанистые доломиты и доломитизированные песчаники. Между доломитами и доломитизированными пес-

чаниками существуют породы переходного состава — песчанистые доломиты. В связи с приуроченностью песчанистых доломитов и доломитизированных песчаников к верхней части пачки и налеганием на них пластового тела амфиболита, они, за малым исключением, подверглись скарнированию. Нередко весь доломит полностью замещен диопсидом или тремолитом. Поэтому название пород «песчанистые доломиты и доломитизированные песчаники» до некоторой степени условно, так как охватывает главным образом породы, подвергшиеся процессам скарнирования.

Внешне — это породы серого цвета различных оттенков, массивные или с тонкой плитчатой отдельностью. В них заметна тонкая слоистость, обусловленная несколько различным составом отдельных слоев.

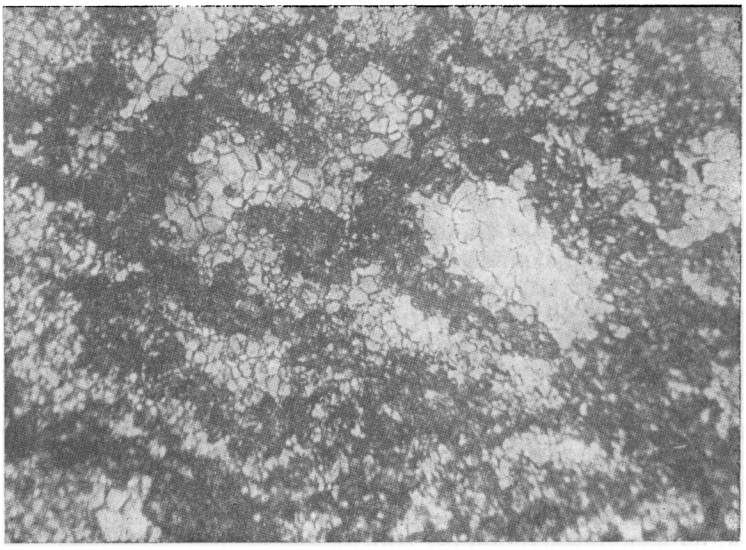


Рис. 85. Развитие диопсида (темное) по доломиту. Шлиф № 9/62 (ув. 24, без анализатора).

Структуры пород весьма разнообразны и зависят от минерального состава и степени метаморфизма. Наиболее обычна гранобластическая структура, с развитием зерен изометричных очертаний. В породах с заметным содержанием слюды возникает лепидогранобластическая структура. Если в породах образуются крупные выделения диопсида, мусковита и тремолита, переполненных включениями других минералов, возникает пойкилопорфиробластическая структура. Иногда в шлифах наблюдается полосчатая текстура, с чередованием полос доломитового состава с гранобластической структурой и полос плагиоклазо-кварцево-слюдяного состава очень тонкозернистого строения с пелитовой структурой. Участками эти полосы мелко сплоены.

Количественные соотношения минералов в породах колеблются в широких пределах.

Главные минералы: диопсид (15.0—90.0%), доломит (0—55.0%), полевые шпаты (10.0—65.0%), тремолит (0—45.0%), слюда (1.0—30.0%), кварц (0—20.0%). К числу второстепенных минералов относятся турмалин, апатит, рудный минерал, сфен, циркон.

Диопсид образует мелкие (от 0.05 до 0.1 мм), изометричные, реже с правильными восьмиугольными сечениями зерна и крупные пойкилобласты. Минерал бесцветен, иногда слабо замутнен буроватой пылью,

имеет пересекающуюся почти под прямым углом спайность. В шлифе № 5/62а угол $2V$ равен 58°; угол с Ng равен 42°, оптически положителен. Пойкилобласты диопсида содержат включения плагиоклаза, кварца, биотита, доломита.

Доломит образует изометричные и неправильные зерна размером до 0.5 мм. В породах, не подвергшихся процессам скарнирования, форма зерен диопсида изометричная. В скарнированных породах доломит в различной степени замещается диопсидом и тремолитом. Реликтовые зерна доломита имеют неправильную извилистую форму.

Тремолит представлен обычно пойкилопорфиробластами (до нескольких миллиметров длиной) с изрезанными очертаниями, бесцветен или очень слабо окрашен в желтовато-зеленоватый цвет. В шлифах угол $2V$ равен 80—82°, оптически отрицателен, угол с Ng равен 12°. Тремолит развивается по диопсиду, нередко включает одинаково гаснущие его реликты или замещает диопсид полностью. Пойкилопорфиробласты тремолита включают зерна доломита, плагиоклаза, микроклина, рудного минерала.

Полевые шпаты представлены изометричными и неправильными зернами плагиоклаза и микроклина, находящимися в различных количественных соотношениях. Зерна плагиоклаза мелкие, размером 0.01—0.1 мм, имеют пятнистое угасание, иногда содержат микроскопические антипертитовые вростки неправильной формы. По составу плагиоклаз соответствует андезину.

Слюда по цветам плеохроизма образует 3 разновидности. Наиболее распространены окрашенная слюда (биотит), с плеохроизмом от бледно-желтоватого, почти бесцветного по Np до оливкового по Ng и биотит с плеохроизмом от желтоватого по Np до бурого по Ng; реже встречается слюда (флогопит?), плеохроирующая от бледно-желтоватого по Np до буровато-желтого по Ng; также распространена бесцветная слюда — мусковит. В одном шлифе находится какая-либо одна окрашенная разновидность слюды. Бесцветная слюда встречается редко, в виде крупных пойкилобласт с неровными краями.

Таблица 28

Химический анализ пород пачки Е

№ образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	MnO	H_2O-	H_2O+	П. п. п.	CO_2	Сумма
5/62н	77.62	0.33	9.16	1.04	1.27	2.89	1.58	0.68	2.48	0.08	0.01	0.53	—	2.68	—	100.35
5/62б	25.37	0.06	1.55	0.87	0.35	18.62	26.03	0.69	0.67	0.06	0.04	0.40	1.92	—	23.28	99.91

Параметры химических анализов пород пачки Е по П. Ниггли

№ на диаграмме	№ образца	*si*	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*mg*	*k*	*c/fm*	*t*
34	5/62н	501	35	39	11	15	0.7	0.7	0.28	9
35	5/62б	43	1.6	49	47.6	1.8	0.9	0.4	0.97	—47.8

Примечание. Обр. 5/62н — аркозовый песчаник, тонкозернистый, серого цвета. Сланцеватость выражена слабо. Главные минералы: кварц, плагиоклаз, биотит, микроклин, серицит; второстепенные: апатит, турмалин, рудный минерал, циркон. Серповидный хребет. Коллекция И. Д. Батиевой, аналитик В. Г. Загинайченко. Обр. 5/62б — песчанистый доломит, плотный, тонкозернистый, сиреневого цвета. Главный минерал — доломит; второстепенные: диопсид, биотит, кварц, плагиоклаз, рудный минерал. Серповидный хребет. Коллекция И. Д. Батиевой, аналитик Е. И. Успенская.

Окрашенные слюды образуют мелкие, до 0.5 мм, пластинки неправильных очертаний и развиты в межзерновых промежутках.

Кварц выделяется в виде изометричных зерен размером от 0.05 до 0.5 мм. Имеет равномерное и слабо волнистое угасание.

Турмалин является постоянной примесью в этих породах. Он представлен призматическими кристаллами до 0.05 мм длиной. Плеохроирует от розоватого по *Np* до грязно-зеленого по *Nm*. Внутренняя зона кристаллов окрашена интенсивнее. В некоторых случаях по турмалину образуются псевдоморфозы из мельчайших чешуек желтой слюды.

Апатит и рудный минерал выделяются в форме изометричных зерен и кристаллов до 0.5 мм в поперечнике. Сфен имеет неправильную форму зерен, очень слабо плеохроирует в коричневатых тонах. Циркон встречается в виде единичных мелких кристаллов, несколько замутнен.

Химический состав пород пачки Е. Химический анализ был сделан для наиболее типичных пород пачки Е — аркозового песчаника и песчанистого доломита. Результаты анализов и пересчеты их на параметры по П. Ниггли приведены в табл. 28.

Состав пород пачки Е неоднороден и, как следует из приведенных химических анализов, варьирует от пород, богатых кремнием, до пород, обогащенных кальцием и магнием. На диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 78) химический состав аркозового песчаника ложится в поле песчаников, а доломита — в поле мергелей.

ПОРОДЫ ПАЧКИ Ж

Эта моломощная пачка, слагающая самые верхи сланцевой свиты, сохранилась лишь в западном ее окончании. Она представлена пестрыми породами, быстро сменяющими друг друга в разрезе, вкрест простирания и по простиранию. Среди пород пачки различаются кварциты, двуслюдяные гранато-ставролитовые сланцы, биотитовые и двуслюдяные гранат- и ставролитсодержащие гнейсы.

Кварциты. Внешне кварциты представляют собой светло-серые средне- и мелкозернистые породы со слабо выраженной сланцеватой текстурой.

Микроскопически в них наблюдается неравномернозернистая гранобластическая структура. Порода в основном сложена кварцем, зерна которого имеют прямолинейные, округленные, реже зазубренные очертания. Размер зерен от 0.2 до 2 мм в поперечнике.

Кварц обладает слабо волнистым угасанием. Он включает пузырьки жидкости, мелкие идиоморфные кристаллы карбоната, апатит, магнетит и пластинки биотита. В межзерновых промежутках в небольших количествах развиваются мусковит, хлорит, эпидот, сфен, турмалин, циркон, апатит и рудный минерал.

Двуслюдяные гранато-ставролитовые сланцы. Представляют собой серые порфиробластические породы, в которых на фоне мелкозернистой сланцеватой кварцево-слюдяной основной ткани выделяются крупные порфиробласты ставролита, граната и биотита.

В шлифах сланцы имеют пойкилопорфиробластическую структуру с лепидогранобластической структурой основной ткани.

Главные минералы: кварц, биотит, мусковит, гранат, ставролит. Второстепенные минералы: плагиоклаз, рудный минерал, турмалин, апатит, циркон, углеродистое вещество (частью графит).

Кварц образует изометричные удлиненные в плоскости сланцеватости зерна размером от 0.05 до 0.15 мм. В сланцах темного цвета основная масса кварца запылена углеродистым веществом. Присутствует также кварц поздней генерации, не содержащий посторонних включений. Он

образует пятнистые и линзовидные скопления изометричных зерен, выделяющихся около порфиробласт ставролита, граната и биотита. Зерна кварца обоих разновидностей имеют слабо волнистое угасание. Обуглероженный кварц находится в виде мелких включений в порфиробластах ставролита, граната и биотита.

Мусковит находится в форме тонких пластинок от 0.2 до 1.0 мм, лежащих в плоскости сланцеватости породы.

Биотит образует порфиробласты, размером до 5 мм в поперечнике, не имеющие преимущественной ориентировки. Форма пластинок шестиугольная, но контуры их неровные. Плеохроизм отчетливый, от коричневато-желтого по *Np* до бурого по *Ng*. Биотит включает мелкие зерна кварца рудного минерала, апатита, турмалина и редко мелкие кристаллы граната.

Плагиоклаз выделяется в виде несколько удлиненных в направлении сланцеватости зерен размером 0.05—0.2 мм. По составу плагиоклаз относится к олигоклаз-андезину с 25—32% анортитовой молекулы. Угасание зерен зональное, с несколько более основным составом в центре зерен.

Ставролит образует порфиробласты призматической формы до нескольких сантиметров длиной. Он не имеет преимущественной ориентировки. В обуглероженных сланцах углеродистое вещество концентрируется в центральной части кристаллов ставролита, имея резкую границу с безуглеродистой краевой зоной кристаллов.

Порфиробласты ставролита изобилуют включениями мелких зерен кварца и крупных пластинок биотита. Кварцевые включения ориентированы в различных кристаллах ставролита под разными углами к сланцеватости основной ткани породы. Включения биотита в ставролите имеют неправильные очертания и окружены каймой безуглеродистого позднего кварца. В виде включений в ставролите встречаются также зерна и пластинки рудного минерала и кристаллы граната.

Гранат образует правильные кристаллы розового цвета, содержит немного мелких включений кварца и рудного минерала.

Рудный минерал содержится в незначительном количестве в виде мелких неправильных и пластинчатой формы зерен, рассеянных в основной ткани породы и порфиробластах.

Турмалин находится в виде призматических кристаллов и зерен, более или менее равномерно рассеянных в основной ткани породы и встречающихся в биотите, он плеохроирует от светло-розового и бесцветного по *Np* до зеленоватого по *Nm*. Апатит образует призматические кристаллы, развитые в межзерновых промежутках. Циркон встречается редко, в виде округлых, мелких, мутных зерен.

Биотитовые и двуслюдяные гранат- и ставролитсодержащие гнейсы и сланцы. Внешне это мелкозернистые породы серого цвета. Некоторые из них похожи на биотитовые и гранато-биотитовые гнейсы, подстилающие сланцы свиты кейв. В породах отчетливо заметна гнейсовидность, обусловленная чередованием полос, обогащенных биотитом, с более светлыми полосами, бедными биотитом.

Микроскопически в биотитовых и двуслюдяных гнейсах и сланцах наблюдается лепидогранобластическая и, при наличии ставролита и граната, пойкилопорфиробластическая структура. Породы сложены кварцем, плагиоклазом, биотитом, могут присутствовать мусковит, ставролит и гранат. Как второстепенные минералы встречаются хлорит, сфен, рудный минерал, апатит, турмалин, циркон.

Кварц и плагиоклаз образуют изометричные и несколько вытянутые зерна, которые иногда содержат мелкие включения рудного минерала. Плагиоклаз несколько пелитизирован, по составу он относится к олигоклазу с 20—25% анортитовой молекулы.

Мусковит и биотит находятся в виде пластинок размером 0.1—0.2 мм, ориентированных преимущественно в одной плоскости. Биотит плеохроирует от светло-зеленовато-желтого по *Np* до темного зеленовато-бурого по *Ng*. Более крупные порфиробласты мусковита (до 1 мм), расположенные под углом к сланцеватости пород, имеют неправильные очертания и включают зерна кварца и плагиоклаза.

Гранат образует мелкие идиоморфные кристаллы и неправильные порфиробласты, включающие зерна кварца и рудного минерала.

Ставролит встречается спорадически в виде ксенобластических выделений и зерен, включающих кварц и плагиоклаз.

Хлорит присутствует в незначительных количествах как вторичный минерал, развивающийся по гранату. Плеохроирует от зеленовато-желтоватого по *Ng* до зеленого по *Np*.

Рудный минерал выделяется в форме неправильных зерен и октаэдрических кристаллов.

Апатит, турмалин и циркон встречаются в виде редких мелких призматических зерен, располагающихся между зернами кварца и плагиоклаза.

Химический состав пород пачки Ж. Из числа пород пачки Ж анализировались две наиболее распространенные разновидности: двуслюдяной гранато-ставролитовый сланец и двуслюдяной гнейс. Данные химических анализов и пересчет их на параметры по П. Ниггли приведены в табл. 29.

Таблица 29

Химические анализы пород пачки Ж

№ образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	MnO	H_2O-	H_2O+	П. п. п.	Сумма
5/53	61.05	0.59	19.01	2.39	4.53	2.88	1.46	0.82	4.25	0.06	0.05	0.40	0.73	1.25	99.92
5/38в	79.25	0.42	11.32	0.75	1.54	0.18	1.38	4.09	0.72	0.03	0.03	0.14	—	0.39	100.24

Параметры химических анализов пород пачки Ж по П. Ниггли

№ на диаграмме	№ образца	*Si*	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*mg*	*k*	*c/fm*	*t*
36	5/53	234.7	42.7	37.8	6.0	13.5	0.43	0.77	0.16	23.1
31	5/38в	535.0	45.5	14.4	10.1	30.0	0.13	0.09	0.69	5.4

Примечание. Обр. 5/53 — двуслюдяной гранато-ставролитовый сланец серого цвета. Основная ткань мелкозернистая, сланцеватая, содержит крупные, до нескольких сантиметров длиной, кристаллы ставролита, граната (до 2—3 мм в поперечнике) и пластинки биотита (до 5 мм в поперечнике). Главные минералы: кварц, биотит, мусковит, ставролит, гранат, плагиоклаз; второстепенные: рудный минерал, турмалин, апатит, графит. Серповидный хребет. Коллекция И. Д. Батиевой, аналитик В. Г. Загинайченко. Обр. 5/38в — серый двуслюдяной гранатовый гнейс. Основная ткань породы мелкозернистая, гнейсовидная. На ее фоне отчетливо выделяются кристаллы розового граната, размером до 2 мм в поперечнике. Главные минералы: кварц, плагиоклаз, биотит, мусковит, гранат; второстепенные: рудный минерал, апатит, циркон. Серповидный хребет. Коллекция И. Д. Батиевой, аналитик В. Г. Загинайченко.

Для пород пачки Ж отмечается некоторая пересыщенность глиноземом (t=5—23) против содержания в них кальция и щелочей. Глинозем, не связанный в полевые шпаты, в сочетании с ферро-магнезиальными компонентами (fm=14—38) расходуется на образование слюды, граната и ставролита.

На диаграмме П. Ниггли (рис. 77) анализы размещаются во II и V сечениях тетраэдра с *c/fm* от 0.16 до 0.69. Анализ 5/38в падает в поле изверженных пород. На диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 78) анализы пород ложатся в поле глин и песчаников.

Петрографическое изучение пород свиты кейв показало, что при очень большом внешнем их разнообразии всем им свойственны некоторые общие коренные черты сходства, отражающие тесное генетическое родство и общность условий петрогенезиса.

За исключением маломощной пачки карбонатных пород, весь первично-осадочный комплекс свиты кейв представлен ритмически чередующимися существенно глинистыми, глинисто-песчаными и песчаными осадками. Отличительными особенностями химизма этих пород является их значительная обогащенность кремнеземом и глиноземом, при одновременной недонасыщенности щелочными металлами и кальцием. В стратиграфическом разрезе происходит ритмическая смена отдельных пачек и пластов, обогащенных и обедненных фемическими компонентами и углеродистым веществом.

Комплекс осадочных пород свиты кейв испытал региональный метаморфизм средних ступеней и дислокационный метаморфизм, сопровождавший складчатость. В результате первично-осадочные породы были преобразованы в кристаллические сланцы (частью также в гнейсы, кварциты и доломиты), с устойчивыми минеральными парагенезисами, свойственными кианито-ставролитовой субфации амфиболитовой фации метаморфизма.

Внешнее разнообразие кристаллических сланцев свиты кейв, связанное с морфологическим разнообразием слагающих их минералов, обусловлено как многообразием и различным сочетанием факторов регионального метаморфизма, так и наложением процессов контактного метаморфизма под воздействием основных и кислых интрузий. Рассмотрению процессов метаморфизма посвящается следующая глава.

Глава 7

МЕТАМОРФИЗМ ПОРОД СВИТЫ КЕЙВ

Для понимания генезиса кристаллических пород свиты кейв и связанных с ней месторождений кианита изучение явлений матаморфизма имеет первостепенное значение. Уже при первом ознакомлении с петрографией кианитовых сланцев было обращено внимание на сложный метаморфизм исходных осадочных пород, протекавший стадийно, с образованием вначале андалузитовых (хиастолитовых) пород и последующим преобразованием их в кианитовые сланцы (Кумари, 1937). Затем П. В. Соколов (1940) отметил воздействие некоторых основных интрузий в центральных Кейвах на кианитовые сланцы, проявившееся в обесцвечивании сланцев и образовании по ним в узких контактных зонах силлиманитовых роговиков.

Исследования Л. Я. Харитонова показали роль щелочных гранитов в метаморфизме гнейсов и кристаллических сланцев свиты кейв, выразившуюся в явлениях наложенного щелочного и кварцевого метасоматоза гнейсов и сланцев, преимущественно в районе западных Кейв. Позднее Л. Я. Харитонов обобщил имевшиеся материалы по метаморфизму и генезису кристаллических пород свиты кейв.

Главное внимание он уделял рассмотрению геологической последовательности метаморфических процессов. Вопросы петрогенезиса метаморфических и литологии исходных осадочных пород затрагивались в самой общей форме. В дальнейшем некоторым из этих вопросов были посвящены специальные работы (Батиева и Бельков, 1958 а, б; 1960; Суслова,1960;

Харитонов, 1960; Мирская, 1960), а также были уточнены представления относительно общих закономерностей формирования кейвских месторождений кианита (Бельков, 1960 а, б; 1961). К настоящему времени полностью обоснованы представления о первично-осадочном происхождении пород кейвской серии и многократном, различном по характеру, масштабу и формам проявления метаморфизма этих пород.

Минеральные ассоциации пород гнейсового горизонта кейвской серии, кристаллических сланцев свиты кейв и залегающих среди них ортоамфиболитов отвечают в целом амфиболитовой фации метаморфизма. Но возникли они в результате последовательного наложения по крайней мере четырех разновозрастных этапов метаморфических преобразований.

Наиболее ранним явился этап первого регионального метаморфизма, начальная стадия которого отмечена возникновением андалузитовых (хиастолитовых) пород, а поздняя — образованием типичных для свиты кейв кристаллических сланцев: кианитовых, ставролитовых, гранатовых и др. Первый региональный метаморфизм не сопровождался синхронными интрузиями и складчатостью.

Второй этап контактово-метасоматического метаморфизма связан с поступлением по расколам в нижнем структурном ярусе и в гнейсах основной дифференцированной магмы, образовавшей среди кристаллических сланцев свиты кейв пластовые интрузивные залежи. Контактовое воздействие основных интрузий обусловило перекристаллизацию и метасоматическое изменение кристаллических сланцев в контактных зонах — более мощных в кровле интрузивных залежей ортоамфиболитов и менее мощных в лежачем их боку. Основные интрузии смяты в складки согласно с кристаллическими сланцами, следовательно, они имели место еще до складчатости.

Третий этап метаморфизма был связан со складчатостью свиты кейв и синхронными интрузиями плагио-микроклиновых гранитов. При этом свита кейв испытала, по существу, второй региональный метаморфизм, но отличный по своему характеру и результатам от первого регионального метаморфизма. Его отличительные особенности связаны с тем, что он был наложен на уже метаморфизованные ранее породы, что в связи со складчатостью большая роль принадлежала процессам дислокационного метаморфизма и перекристаллизации и что он сопровождался мощным проявлением кислого магматизма — гранитизацией, реоморфизмом и синорогенными интрузиями плагио-микроклиновых гранитов. В результате второго регионального метаморфизма основные интрузии были преобразованы в амфиболиты.

Четвертый этап связан с контактово-метасоматическим преобразованием гнейсов и сланцев свиты кейв под влиянием послескладчатых интрузий щелочных гранитов. Характерными чертами метаморфизма в данном случае являются пространственная связь с интрузиями щелочных гранитов, наличие отчетливой метаморфической зональности, преимущественное развитие метасоматических процессов в гнейсах и сланцах, наложение на прогрессивную стадию метаморфизма стадии регрессивного метаморфизма низких ступеней.

Наблюдающееся необычайное петрографическое и текстурно-морфологическое разнообразие кристаллических сланцев свиты кейв обязано как различию исходных осадочных пород, так и многообразию факторов и неодинаковому характеру их полиметаморфизма. В этой связи нельзя не подчеркнуть еще раз важность изучения в метаморфизованных породах признаков их первичных литологических особенностей и реконструкции изначального состава и облика первично-осадочных пород.

Литологическое изучение метаморфических пород необходимо не только в целях более полного раскрытия существа процессов метаморфизма, но и для выяснения фациальной обстановки формирования первичных осад-

ков, что совершенно необходимо при установлении закономерностей размещения месторождений различных полезных ископаемых метаморфогенного типа. Вывод о необходимости и возможности литологического изучения метаморфических толщ, о закономерном, а не случайном сохранении первичных осадочных текстур в процессе метаморфизма в последнее время был всесторонне обоснован А. В. Сидоренко и О. И. Луневой (1961). К аналогичному выводу мы пришли, изучая вопросы литологии первично-осадочных пород кейвской серии (Батиева и Бельков, 1960).

Нами было показано, что в породах кейвской серии, испытавших складчатость и неоднократный метаморфизм средних ступеней, сохранились разнообразные текстурные и структурные признаки, свойственные осадочным породам, выявление которых осуществлялось систематически и использовалось в целях структурно-геологического картирования, стратиграфического расчленения кейвской метаморфической свиты и реконструкции фациальной обстановки осадконакопления.

Поэтому рассмотрению метаморфизма свиты кейв целесообразно предпослать краткую характеристику литологических особенностей кейвских гнейсов и кристаллических сланцев, позволяющих судить об их первичном составе, облике и условиях формирования.

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД КЕЙВСКОЙ СЕРИИ

Рассмотрим прежде всего характер и формы проявления в кейвских гнейсах и кристаллических сланцах реликтовых текстур и структур, а также других признаков, свойственных осадочным породам. В их числе наблюдались первичная слоистая текстура, присутствие конгломератов и подобных грубообломочных образований, знаки ряби, присутствие конкреций и пустот от их выщелачивания.

Первичная слоистая текстура. В различных формах проявления встречается достаточно часто. Ее присутствие в породах определяется чередованием слоев изначально различного состава, цвета и зернистости. Для пород неодинакового петрографического состава типы слоистой текстуры разнообразны. Вследствие этого описывается последовательно слоистость в гнейсах, кварцитах и доломитизированных песчаниках, образовавшихся из песчанистых пород, и в кианитовых, ставролито-кианитовых и ставролитовых сланцах, в момент осадконакопления представлявших глинистые и песчано-глинистые осадки.

Гнейсам свойственна гнейсовидная текстура, обязанная плоскопараллельной ориентировке биотита. Последняя может совпадать с первичной слоистостью или фиксировать плоскость кристаллизационной сланцеватости, могущую не совпадать с плоскостью первичного напластования.

Первичная слоистость в гнейсах проявляется в чередовании слоев, обогащенных или обедненных биотитом, кварцем или кварцево-полевошпатовым материалом, а также — в изменении крупности зерен кварца от слоя к слою. Отдельные прослои содержат гравийно-галечный кварцевый материал (рис. 86). В верхней части разреза гнейсового горизонта, где слоистость выражена наиболее отчетливо, наблюдается концентрация в некоторых пелитовых слоях углеродистого вещества.

В гнейсах слои чаще следуют параллельно друг другу и имеют различную мощность, бо́льшую для кварцево-полевошпатовых слоев (от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров) и меньшую для слоев, богатых биотитом (1—5 мм). Нередко наблюдается срезание нижних слоев и серий слоев верхними с образованием косой слоистости. Косые серии слоев по отношению к горизонтальным образуют очень небольшой угол. Отмечается направление наклона слоев в разные стороны, что свидетельст-

вует о формировании подобной слоистости в прибрежных морских условиях (Жемчужников, 1926).

В мусковитовых кварцитах пачки В наблюдается параллельная и косая слоистость, обусловленная главным образом изменением крупности зерен, реже — чередованием слоев, содержащих и не содержащих углеродистое вещество. Границы слоев в кварцитах обычно не очень отчетливые. В нижней части слоев кварц более грубый, в верхней — тонкий. Мощность отдельных слоев колеблется от нескольких миллиметров до несколь-

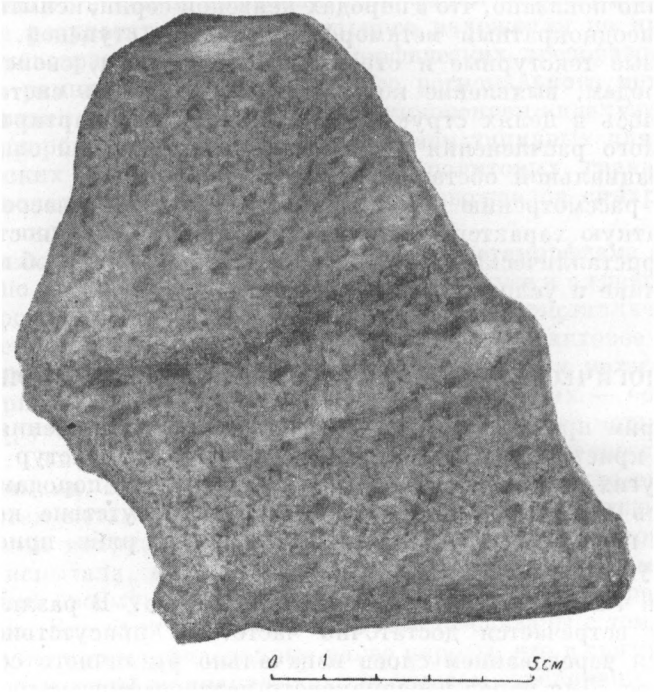


Рис. 86. Первичная слоистость в гравийно-галечниковом биотитовом гнейсе.

ких сантиметров. Одни слои и серии слоев могут срезаться верхними слоями с образованием косой слоистости.

В песчаниках и доломитизированных песчаниках пачки Е слоистость определяется неравномерной зернистостью осадка, — то более грубого, то тонкозернистого. В верхних частях слоев появляется карбонатный материал, благодаря наличию которого слоистость подчеркивается также окраской (см. рис. 84).

В обнажениях, а также в штуфах и шлифах отчетливо наблюдается чередование параллельных и косых серий слоев. Мощность отдельных слоев колеблется в пределах от долей миллиметра до нескольких сантиметров. Слои в косых сериях чаще параллельны друг другу, но отмечаются случаи, когда слои имеют рисунок волнистой линии или сходятся между собой под различными углами.

Косые серии имеют мощность порядка нескольких сантиметров, ограничиваясь снизу и сверху горизонтальными слоями. Угол наклона косых слоев по отношению к горизонтальным составляет 5—10°, редко достигает 30°. Отсутствует преобладание наклона слоев в какую-либо определенную сторону, и во всех сечениях слоистость выглядит сходным образом.

Косые серии слоев в породах пачки Е широко развиты и встречаются в отдельных прослоях как в северном, так и в южном крыльях синкли-

нальной складки. В основной своей массе песчаники и доломитизированные песчаники обладают горизонтальной слоистостью. К прослоям с косой слоистостью бывают приурочены знаки волновой ряби.

Постоянство и морфология слоистости свидетельствуют о возникновении ее в условиях мелководного бассейна, лишенного течений. Рябь и косая слоистость, по-видимому, образовались в результате волнений, вызываемых ветром. Петрографический состав осадков, представленных

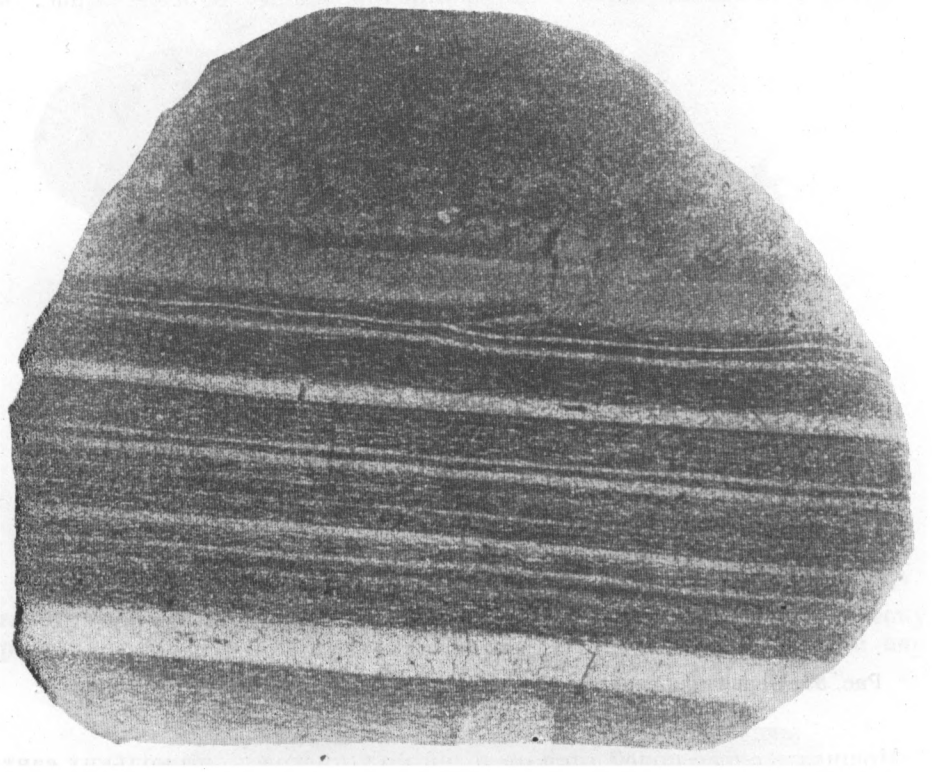


Рис. 87. Первичная слоистость в кварцево-мусковитовом филлитовидном сланце (ув. 3, без анализатора).

песчаниками и доломитизированными песчаниками, среди которых присутствуют линзы доломитов, небольшое площадное распространение карбонатных осадков в свите кейв свидетельствуют об лагунном или шельфовом их происхождении.

В кианитовых и ставролито-кианитовых сланцах различающаяся макроскопически слоистость была обнаружена в большинстве изученных разрезов. Особенно хорошо она заметна на границе сланцев пачки Б со сланцами пачки А, в филлитовидных и, отчасти, в кианитовых сланцах.

В филлитовидных сланцах слоистость выражается в последовательной смене темных слоев, содержащих углеродистое вещество, и светлых слоев, почти не содержащих его (рис. 87). Слои параллельны друг другу, имеют довольно резкие границы. Мощность отдельных слоев небольшая и колеблется в пределах от миллиметра до нескольких сантиметров.

В низах пачки Б среди кианитовых сланцев довольно часто можно наблюдать более грубую, отчетливо выраженную параллельную слоистость с чередованием слоев, богатых кианитом, и слоев, сложенных преимущественно кварцем (рис. 88). Слоистость подчеркивается также неравномерностью окраски. Мощность слоев различного состава колеблется

от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. При этом стратиграфически выше по разрезу наблюдается увеличение количества темных слоев, до почти полного исчезновения светлых.

В темных кианитовых и ставролито-кианитовых сланцах слоистость выражена неравномерным распределением углеродистого вещества, но в штуфах, ввиду общей запыленности породы углеродистым веществом, макроскопически слоистость различается с трудом. Хорошо она выявляется в больших шлифах и в приполированных образцах (рис. 89).

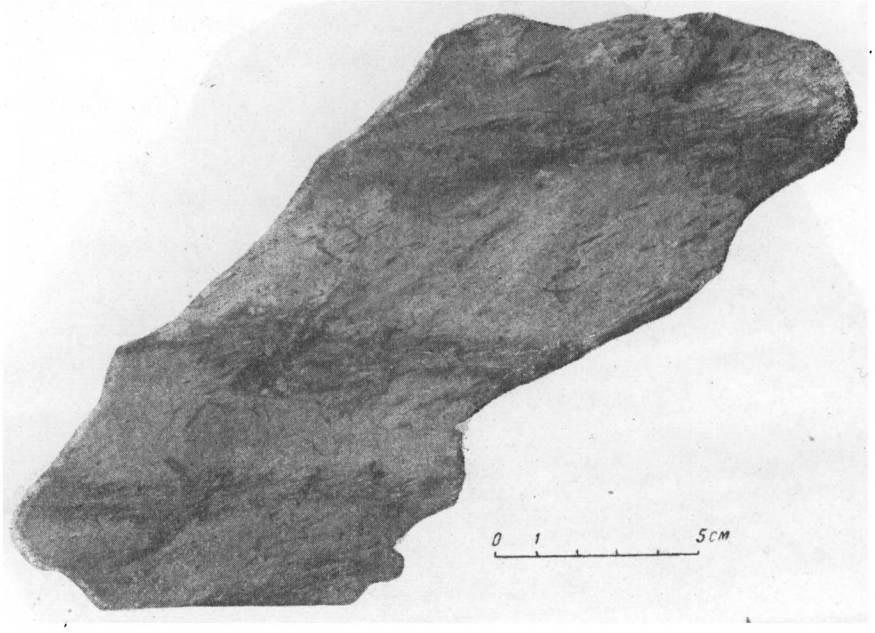


Рис. 88. Первичная слоистость в кианитовом сланце основания пачки Б. Тундра Кырпуайв.

Мощность слоев колеблется от долей миллиметра до нескольких сантиметров и неодинакова для темных и серых слоев. Так, в бедных кианитом сланцах наблюдается преобладание и бóльшая толщина серых слоев. В богатых кианитом сланцах бóльшую мощность имеют темные слои. Слои параллельны друг другу и имеют более или менее резкие границы.

В сланцах, лишенных углеродистого вещества или обедненных им, какими в большинстве случаев являются перекристаллизованные сланцы из зон контактов с телами метабазитов, при тщательном их изучении также обнаруживаются следы первичной слоистости. Последняя в этих породах выражена послойным распределением рутила, иногда циркона, которые независимо от выноса углеродистого вещества сохраняются в первоначальном положении и становятся видимыми в осветленных сланцах (рис. 90). В неизмененных темных сланцах присутствие рутила и циркона маскируется углеродистым веществом.

Возможность наблюдения и характер сохранности слоистых текстур в кианитовых и ставролит-кианитовых сланцах не исчерпывается указанными выше случаями.

При наличии в породах минералов дотектонической кристаллизации, даже в случаях последующего интенсивного рассланцевания, следы и первоначальная ориентировка слоистости могут иногда сохраняться в двориках растяжения около порфиробластических выделений дотектониче-

ских минералов. Примером могут служить параморфические сланцы, в которых неупорядоченность расположения параморфоз кианита по хиа-

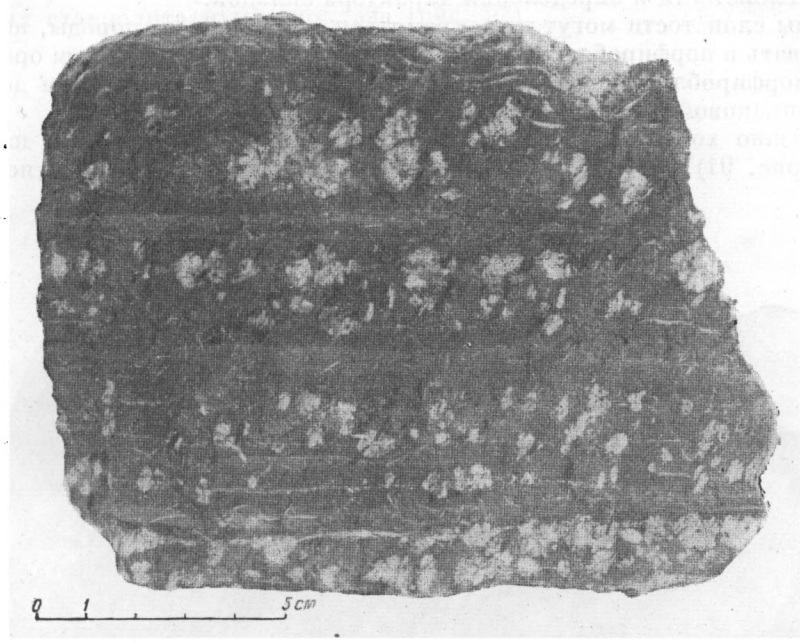


Рис. 89. Первичная слоистость в кианитовом параморфическом сланце. Тундра Тяпшманюку.

столиту наряду с другими признаками указывает на дотектоническую кристаллизацию хиастолита. При последующем рассланцевании и пере-

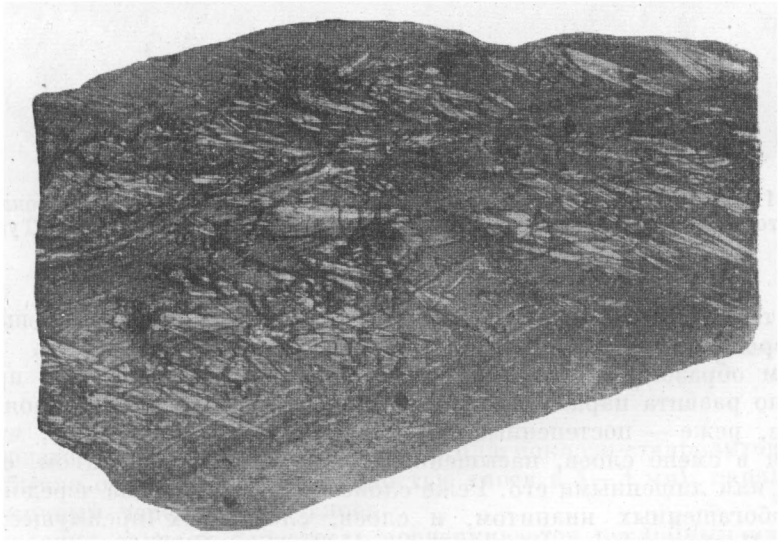


Рис. 90. Первично-слоистое распределение рутила и циркона в осветленном и перекристаллизованном кианитовом сланце из контакта с метабазитами. Тундра Кырпуайв.

кристаллизации пород в двориках растяжения около параморфоз первичная слоистость сохраняется и обнаруживается в больших шлифах. Изу-

чение таких шлифов из ориентированных штуфов параморфических сланцев способствует установлению в них пространственного положения первичной слоистости и определения характера складок.

Следы слоистости могут не сохраняться во всей массе породы, но присутствовать в порфиробластах тех или иных минералов. При этом ориентировка порфиробластов безразлична, но ориентировка слоистости должна быть одинаковой.

Особенно хорошо слоистость фиксируется в порфиробластах плагиоклаза (рис. 91). Слоистость сохраняется в порфиробластах плагиоклаза

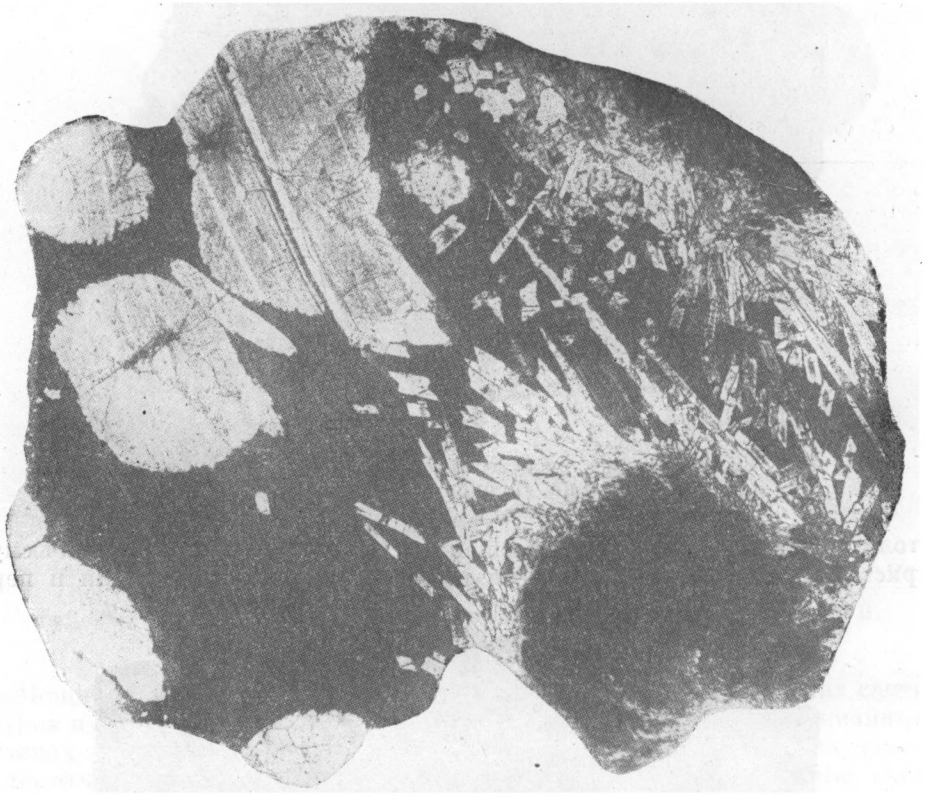


Рис. 91. Первичная слоистость, сохранившаяся в порфиробластах плагиоклаза. Кианитовый крупноконкреционный перекристаллизованный сланец. Тундра Тяпшманюку (ув. 2, без анализатора).

даже в тех случаях, когда она полностью уничтожена во вмещающей массе породы.

Таким образом, в глинистых и песчано-глинистых породах преимущественно развита параллельная слоистость. Границы между слоями отчетливые, реже — постепенные. Чередование слоев ритмичное, что выражается в смене слоев, насыщенных углеродистым веществом, слоями бедными или лишенными его. Реже слоистость обусловлена чередованием слоев, обогащенных кианитом, и слоев, сложенных преимущественно кварцем. Мощность отдельных слоев неодинакова, но, как правило, очень небольшая и колеблется в пределах долей миллиметра, миллиметров и сантиметров.

Порфиробластические плагиоклазо-ставролитовые сланцы часто имеют светлую окраску, в связи с чем слоистость в них внешне обычно не различается. В серых и темно-серых разновидностях этих сланцев, содержащих

углеродистое вещество, слоистость нередко проявляется отчетливо благодаря чередованию слоев различной интенсивности окраски. Слоистое распределение углеродистого вещества сохраняется также и в порфиробластах ставролита и плагиоклаза (рис. 92).

Рис. 92. Первичная слоистость в порфиробластическом плагиоклазо-ставролитовом сланце (ув. 2, без анализатора).

Слоистость в порфиробластических плагиоклазо-ставролитовых сланцах обычно очень тонкая (с мощностью слоев в 1—3 мм), параллельная, с ритмичным чередованием слоев.

В редких случаях слоистость подчеркивается послойным распределением ставролита, которое, возможно, связано с первоначальной литологической неоднородностью состава осадка. Не исключена также возможность, что послойное его распределение связано с более поздними процессами переотложения ставролита вдоль ослабленных зон слоевого кливажа.

Слоистость является одним из наиболее характерных признаков осадочных пород. Ее морфология позволяет судить об условиях отложения обломочного материала. С этой точки зрения интересно отметить, что во всех приведенных выше примерах можно наблюдать тесную генетическую связь типа слоистости с петрографическим составом осадков. Эта связь выражается в том, что кластическим породам с более или менее грубым слагающим их материалом (гнейсы, кварциты, доломитизированные песчаники и песчаники) свойственно сочетание параллельных и косых серий слоев, указывающее на образование этих осадков в прибрежно-морских условиях.

Параллельная слоистость проявляется в тонкозернистых, первоначально пелитовых глинистых и песчано-глинистых породах (кианитовые, ставролит-кианитовые, ставролитовые и слюдяные сланцы). Параллельная слоистость глинистых осадков служит указанием на отложение их в спокойных условиях: на некоторой глубине, при отсутствии течений и влияния даже крупных волнений.

Причину возникновения тонкой слоистости следует искать в пульсации привноса вещества, вызванной небольшими изменениями в области сноса и отложения — сезонными, климатическими, приливными и т. п.

Кроме тонкой слоистости в породах, слагающих свиту кейв, наблюдается ритмичное чередование пачек различного петрографического состава. Ритмичность выражается в последовательной смене пород от кварцитов и аркозовых песчаников до глинистых пород. Такая последовательность представляет нормальный цикл седиментации от пород грубозернистых к тонкозернистым. Мощность крупных ритмов колеблется в пределах сотен метров и зависит от ритмичности смены тектонических движений в процессе осадконакопления.

Конгломераты и сходные с ними грубообломочные образования. Наряду со слоистостью они служат одним из достоверных признаков осадочного происхождения гнейсов и сланцев. Вмещающая масса конгломератов по составу является гнейсом или сланцем, а гальки представлены кварцем, гранодиоритом, кварцитом, слюдяным сланцем. Конгломераты были встречены в основании горизонта гнейсов (базальные конгломераты), внутри гнейсовой толщи в виде прослоев и линз, мощностью до нескольких метров, а также в слюдяно-кварцевых сланцах пачки Д и на восточных Кейвах.

Прослои, первоначально сложенные гравием и крупнозернистым песком, характерны для мусковитовых кварцитов пачки В и слюдяно-кварцевых сланцев пачки Д.

Сортированность материала в галечных прослоях низкая и лишь в базальных конгломератах содержание гальки в породе достигает более 50%. В линзах галечников, заключенных в гнейсах, наиболее часто соотношение между содержанием галек и цемента — 25 : 75. В равномернозернистых породах постоянно встречаются отдельные редкие гальки. Особенно это типично для гнейсов и слюдяно-кварцевых сланцев. Одиночные гальки были встречены и среди песчаников пачки Е. Наибольшей сортированностью обладают гравелистые прослои в мусковитовых кварцитах, сложенные обычно хорошо сортированными по размеру, слабо окатанными обломками кварца.

Гранулометрический состав материала галечных пород очень разнообразен как в гнейсах, так и в сланцах. Наибольшей величины валуны и гальки достигают в базальных конгломератах (до 600 мм). В гнейсах чаще распространены гравий и галька размером от 5 мм до 15 мм в поперечнике. Очень редко встречаются одиночные гальки с поперечником до 300 мм. Размер обломков гравия в гравелистых кварцитах составляет 3—4 мм в поперечнике. В слюдяно-кварцевых сланцах гальки имеют

размер до 50—70 мм в поперечнике, но наряду с крупными гальками в породе присутствуют также гальки, имеющие в поперечнике менее 10 мм.

Определение размеров галек и статистические подсчеты, как правило, в значительной мере затруднены в связи с деформацией галек. В большинстве случаев гальки имеют сигарообразную форму (рис. 25), а иногда бывают растерты настолько, что различаются лишь в виде очень вытянутых линз и полос. Пример аналогичного разлинзования галек в последнее время был детально разобран А. Н. Нееловым (1960) для района среднего течения р. Мамы.

Явление растирания галек на Кейвах, вплоть до полного их исчезновения, довольно часто удается наблюдать в гнейсах. Различные стадии

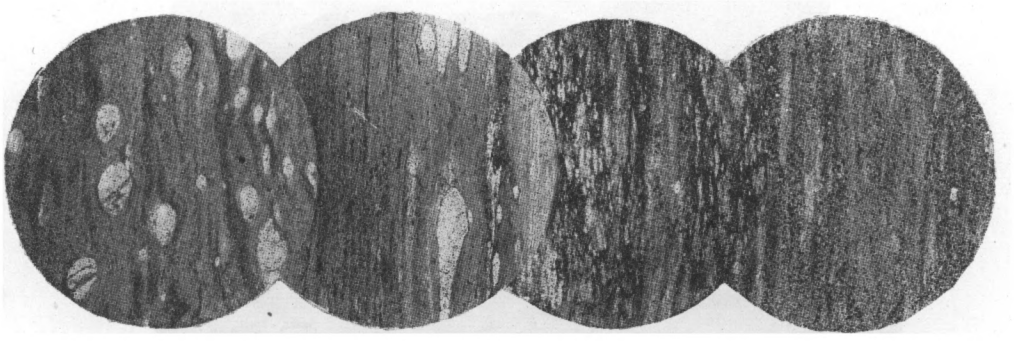


Рис. 93. Серия шлифов, иллюстрирующих различные стадии деформации галек кварца в гнейсах, от слабо деформированных (слева) до тонко гранулированных и растянутых в линзовидные прослои (ув. 1.6, без анализатора).

этого процесса отображены на серии фотографий больших шлифов гнейсов (рис. 93), иллюстрирующих породы от участков с почти не деформированными гальками, до участков с полным их исчезновением и превращением конгломератов в полосчатые и линзовидно-полосчатые гнейсы. Широкая распространенность явления растирания галек в гнейсах на Кейвах объясняет то обстоятельство, что макроскопически и в обычных шлифах исследователи редко обнаруживали признаки кластической природы гнейсов.

В слюдяно-кварцевых сланцах пачки Д особенно сильно деформированы (расплющены в плоские диски) гальки, по составу отвечающие слюдяным сланцам. Поперечник их достигает 100—150 мм при 10—15 мм толщины. Кварцевые и кварцитовые гальки деформируются в меньшей мере и имеют округлую или сигарообразную форму.

Другим связанным с деформацией явлением, ведущим к видимому исчезновению галек в гнейсах, служит процесс замещения кварца галек кальцитом при метаморфизме. При этом замещению подвергаются, в первую очередь, крупные, наиболее легко деформирующиеся гальки. В результате этого, а также легкой выщелачиваемости кальцита при выветривании на выветрелой поверхности гнейсов наряду с наличием мелкой кварцевой гальки нередко наблюдаются округлые пустоты. В пустотах иногда в небольших количествах сохраняется не полностью выщелоченный кальцит.

Наличие конгломератов среди гнейсов и сланцев Кейв в виде отдельных линз и прослоев небольшой мощности не свидетельствует о крупных перерывах в осадконакоплении и резких изменениях тектонического режима. Их следует, по-видимому, относить к внутриформационным конгломератам. По своему происхождению подобные конгломераты могут

быть связаны с прибрежным режимом и деятельностью сильных береговых течений.

Базальные конгломераты, развитые в основании гнейсов, являются конгломератами зоны прибоя. Для них характерна сравнительно небольшая мощность, хорошая окатанность гальки и плохая сортировка галек по размерам.

Наряду с конгломератами в гнейсах, обнаженных по левому берегу р. Ача, выше впадения в нее ручья Ягельного, а также в районе Малых Кейв была встречена своеобразная внутрислоевая брекчия. Брекчия эта представляет собой породу, состоящую из более или менее остроугольных или слегка округленных обломков, имеющих состав гнейса, сцементиро-

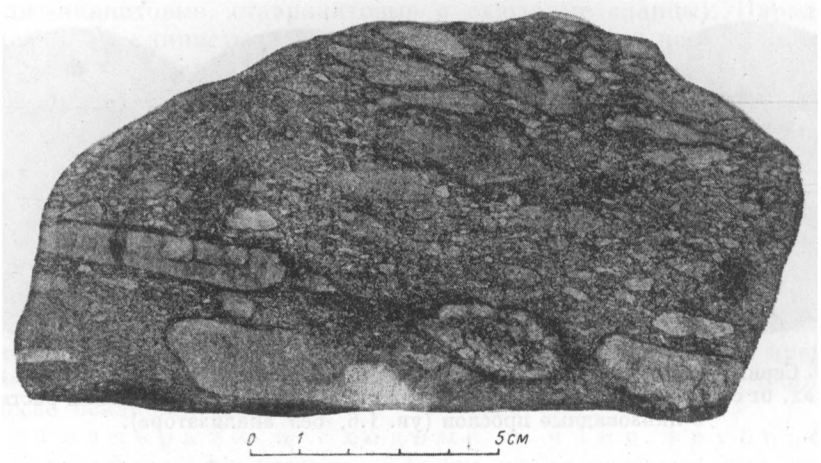


Рис. 94. Внутрислоевая брекчия в биотитовом гнейсе.

ванного материалом гнейса же, несколько более обогащенного биотитом (рис. 94). Величина отдельных обломков колеблется от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров в поперечнике.

Условия залегания в стратиграфическом разрезе для обоих случаев находок внутрислоевой брекчии близки. На р. Ача внутрислоевая брекчия встречена вблизи границы (но не непосредственно на границе) гнейсов и сланцев и имеет мощность не более 1 м. Площадное развитие брекчии не было определено ввиду недостаточной обнаженности коренных пород. На Малых Кейвах внутрислоевая брекчия развита на большой площади и также в стратиграфическом разрезе занимает место вблизи границы со сланцами.

Образование внутрислоевой брекчии, как известно (Швецов, 1948; Наливкин, 1956), объясняется взламыванием уплотненного осадка при сильном волнении, смешивании обломков (катышей) с тонкозернистым материалом, не успевшим уплотниться, и погребением возникшей внутрислоевой брекчии под новыми слоями осадков. По-видимому, подобным же способом образовалась внутрислоевая брекчия, развитая в гнейсах на Кейвах.

Изначальное сходство состава обломков и цемента такой внутрислоевой брекчии, естественно, при метаморфизме обусловило и одинаковый их гнейсовый состав. Однако в цементе и в обломках сохранилась первичная несовпадающая ориентировка чешуек биотита.

Необходимым условием сохранения в гнейсах внутрислоевой брекчии служит отсутствие или слабое проявление дифференциальных движений, в результате которых брекчиевидное строение породы уничтожалось зна-

чительно легче, чем, например, гальки конгломератов. Этим объясняется редкость обнаружения среди гнейсов внутрислоевых брекчий.

Знаки ряби. Обнаруженные в ископаемом состоянии, представляют интерес с точки зрения определения условий образования осадочной породы. В породах свиты кейв захороненные и пережившие метаморфизм знаки ряби были зафиксированы среди доломитизированных песчаников пачки Е в районе к северу от Серповидного хребта, а также

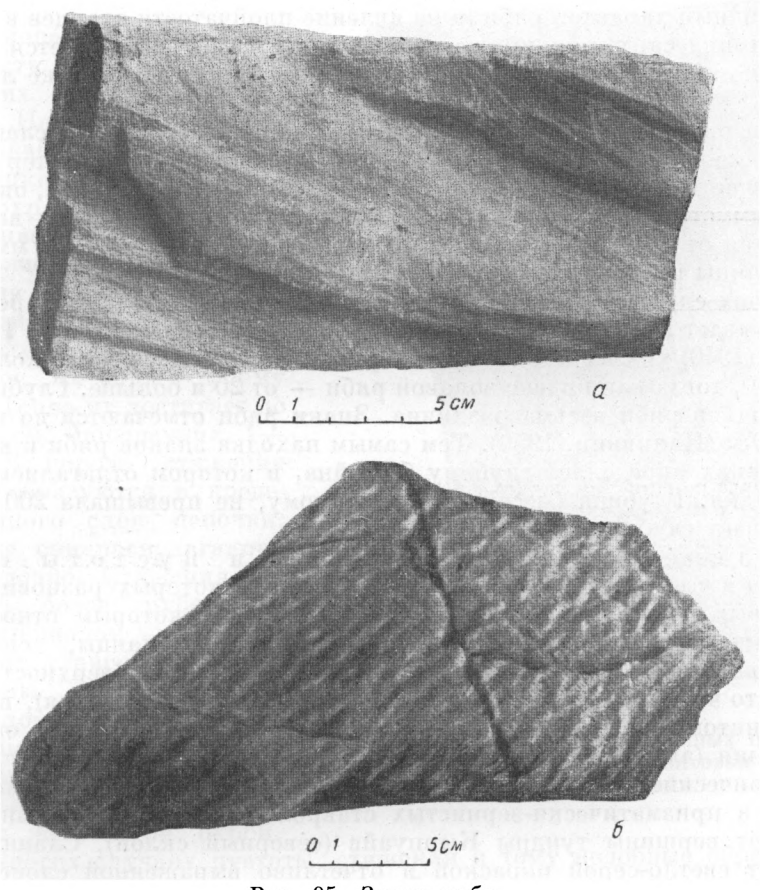


Рис. 95. Знаки ряби.

а — в доломитизированном песчанике; *б* — в ставролито-кианитовом сланце.

среди ставролито-кианитовых сланцев пачки Б близ вершины тундры Кырпуайв.

Знаки ряби, встреченные среди доломитизированных песчаников, ассоциируются с пологоволнистой и косоволнистой слоистостью. Они выражаются параллельными валиками и разделяющими их ложбинками (рис. 95, *а*), причем в соседних слоях валики и ложбинки не располагаются друг над другом. Сечения валиков и ложбин почти одинаковые. Они округлены и в поперечном срезе представляют плавно изгибающуюся линию с несколько асимметричным расположением склонов. Иногда на склоне валиков появляется небольшой дополнительный валик.

Длина волны ряби, т. е. расстояние между соседними валиками, колеблется от 40 до 65 мм, высота (амплитуда) волны ряби составляет 4—8 мм. Отношение длины волны ряби к высоте (индекс ряби) составляет 5—10.

Наибольшие значения индекса ряби и индекса ее асимметричности, составляющего 1.2—1.5, могут служить указанием на возникновение ряби в условиях слабых течений или волнения.

Знаки ряби, обнаруженные в сланцах пачки Б вблизи вершины тундры Кырпуайв, развиты на поверхности отчетливо слоистых светлых ставролито-кианитовых сланцев. Слоистость в них обусловлена чередованием слоев преимущественно кварцевых со слоями, обогащенными кианитом и ставролитом.

Первичный характер ряби (а не явление плойчатости сланцев в результате тектонических причин), как и в первом случае, доказывается различным планом строения ряби в каждом соседнем — выше или ниже лежащем слое.

Знаки ряби в ставролито-кианитовых сланцах образованы слегка изогнутыми валиками, которые в сочетании приобретают характер ромбоидальной сетки (рис. 95, *б*). Сечения валиков и ложбин плавные, округленные, с симметричными склонами. Расстояние между соседними валиками колеблется от 10 до 15 мм, высота волны ряби составляет 1—2 мм. Отношение длины волны к высоте колеблется в пределах 5—10.

В обоих случаях рябь имеет почти симметричный профиль хребтиков, что указывает на ее происхождение в результате волнения воды. И. Белостоцкий (1940) указывает, что индекс рябей, возникших в воде, колеблется от 4 до 10, тогда как индекс эоловой ряби — от 20 и больше. Глубина развития знаков ряби весьма различна. Знаки ряби отмечаются до глубины 100—200 м (Наливкин, 1956). Тем самым находка знаков ряби в кианитовых сланцах определяет глубину бассейна, в котором отлагались глинистые осадки. Глубина бассейна, по-видимому, не превышала 200—300 м, что отвечает глубинам шельфа.

Синге нетичные конкреции и пустоты от их выщелачивания. Они наблюдаются в некоторых разновидностях кианитовых и ставролито-кианитовых сланцев, к которым относятся и призматически-зернистые ставролито-кианитовые сланцы, способные раскалываться на тонкие плиты (слоевой кливаж). На поверхности таких плит часто встречаются углубления (пустоты от выщелачивания), выстланные кианитом или ставролитом. Наиболее хорошо выраженные овальные углубления (эллипсоидальные пустоты), а также разнообразные плоские концентрические и вытянутые пустоты в большом количестве были обнаружены в призматически-зернистых ставролито-кианитовых сланцах недалеко от вершины тундры Кырпуайв (северный склон). Сланцы здесь обладают светло-серой окраской и отчетливо выраженной слоистостью. Толщина отдельных слоиков составляет 1—2 мм, реже 3—5 мм. Слоистость определяется чередованием преимущественно кварцевых и обогащенных кианитом слоев. Залегают сланцы почти горизонтально и не подвергались складчатой деформации. Этим, по-видимому, и объясняется хорошая сохранность в них описываемых своеобразных пустот.

Эллипсоидальные пустоты наиболее часто имеют размеры 3—5 см в поперечнике, но иногда достигают 20 см. Форма их в плане разнообразна — от округлой до сильно вытянутого эллипса с отношением осей 1 : 10.

В сланцах пустоты расположены друг от друга на некотором расстоянии, но иногда соприкасаются и сливаются друг с другом (рис. 96). В поперечном разрезе пустоты имеют крутую одну из сторон и пологую противоположную сторону. Это указывает на то, что плоскость главного сечения эллипсоидальных пустот несколько наклонена к плоскости слоистости, что является следствием дифференциального движения и смещения слоев по отношению друг к другу. Слоистость обтекает внешние контуры пустот. Подстилающие слои несколько прогнуты, покрывающие слои изогнуты всегда более круто. Часть слоев следует впритык к боковой поверхности

пустот. Внутренняя их поверхность выстлана призматическим кианитом, реже — ставролитом. В пологой части углубления кианит обычно ориентирован перпендикулярно длинной стороне овала, в крутой расположен беспорядочно. Ставролит, выстилающий пустоты, не ориентирован.

Плоские концентрические пустоты развиты в плоскости слоистости и в плане образуют вложенные друг в друга кольца общим диаметром от 0.3 до 10 см. Ширина отдельных колец достигает 1.5 см. Границы их обогащены кианитом или ставролитом.

В поперечном разрезе слоистость породы в концентрических кольцах сохраняется. На поверхности образцов наблюдаются натеки и присыпки железистых окислов и охр светло-желтого и бурого цвета.

Уплощенные удлиненные стяжения в плоскости сланцеватости породы имеют сигарообразную форму, в поперечном сечении — форму овала. Длина их достигает до 25—30 см, поперечник 1—2 см. В породе стяжения иногда образуются в пределах одного слоя цепочки, чаще же они располагаются беспорядочно. Стяжения образованы более грубозернистым материалом — кварцем, кианитом, ставролитом — по сравнению с аналогичным материалом вмещающей массы сланца. Промежутки между минералами, слагающими как бы скелет стяжения, заполнены железистой охрой.

Рис. 96. Пустоты от выщелоченных первичных конкреций в ставролито-кианитовом сланце. Тундра Кырпуайв.

Во многих случаях пустоты, стяжения и тому подобные образования в сланцах обнаруживают самое разнообразное видоизменение отмеченных выше форм.

Пустоты и стяжения, подобные описанным, встречаются во всех разновидностях сланцев пачки Б, иногда в массовом количестве, чаще спорадически.

Нет сомнения, что пустоты возникли за счет выщелачивания конкреционных стяжений, по всем данным, сульфидов железа. Доказательством того, что пустоты ранее были выполнены именно сульфидами железа, служат находки среди кианитовых сланцев пустот неправильной формы, заполненных охрами, но с реликтами пирита, сохранившегося от полного выщелачивания. Помимо того, спектральный состав для охр, выполняющих пустоты, свидетельствует о присутствии в них железа, свинца, молибдена, ванадия, меди, цинка, кобальта, никеля, хрома — элементов, которые сопровождают сульфиды железа.

Следует также отметить, что при изучении кернов буровых скважин, пробуренных через кианитовые сланцы, начиная с глубины 12—15 м в последних появляются невыщелоченные желваки и вкрапленности сульфи-

дов, главную роль среди которых занимают пирит и пирротин. В поверхностной зоне гипергенеза сульфиды выщелочены, и их былое присутствие в породах определяется только по наличию пустот.

Возникновение сульфидных конкреций в глинистых осадках, обогащенных углеродистым веществом, является широко распространенным явлением, сущность которого общеизвестна.

В породах свиты кейв особенно обогащены углеродистым веществом, а также и сульфидами пачки А и Б. Сингенетичный характер сульфидных конкреций в этих породах доказывается рассмотренными примерами и служит одним из дополнительных факторов, определяющих условия формирования осадочных пород. Исключительный интерес представляет тот факт, что сульфидные конкреции «пережили» условия регионального метаморфизма, хотя, естественно, сами были определенным образом метаморфизованы.

Глубина отложения осадков. Изучение пород свиты кейв приводит к выводу о поразительной выдержанности литологического состава пород на значительных площадях, что особенно типично для пачек А, Б, В и Г.

Для свиты кейв, как было показано выше, более характерна частая смена фаций по вертикали. Постоянство фациального характера слоев, пластов и пачек в пределах большой площади, исчисляемой многими сотнями квадратных километров, может быть объяснено не только очень пологим рельефом области отложения, а и с учетом фациального состава пород и малыми глубинами бассейна, что характерно для условий шельфа.

Для определения глубины отложений пород свиты кейв оказались важны наблюдения над их слоистостью, наличием в них галек и прослоев конгломератов, а также знаков ряби и конкреционных образований, возникавших на пластовых поверхностях осадков.

В этой связи установленное присутствие галек, гравия, косой слоистости и знаков ряби в песчаниках и кварцитах определяет их образование на небольших глубинах.

Для большинства глинистых членов свиты кейв свойственны тонкая параллельная слоистость, отсутствие галек, наличие сингенетичных сульфидных конкреций, обогащенность органическим веществом. Эти показатели свидетельствуют об отложении осадков в бассейне с малой подвижностью, но сами собой еще не дают указаний о глубине их образования, ибо тонкозернистые осадки, обогащенные органикой, могут быть и относительно глубоководными, и мелководными. Последние наблюдаются в современных условиях очень часто при равнинном рельефе прилегающей суши, когда даже в береговой зоне иногда накапливаются глинистые осадки.

При определении глубины отложений наиболее надежен метод наблюдений над характером фациальных замещений изучаемых толщ (Рухин, 1957).

Если изучаемый комплекс непосредственно замещается заведомо мелководными осадками, то он не мог образоваться в условиях глубоководного моря.

В условиях наличия макроритмов в свите кейв, когда глинистые осадки сменяются песчаниками и кварцитами, заведомо мелководными (с галькой и косой слоистостью), следует признать, что и глины отлагались на сравнительно небольших глубинах. Это заключение становится особенно очевидным, если учесть, что породы сохраняют свой облик в пределах обширных площадей, что может иметь место только в условиях очень пологого рельефа.

В связи с этим выводом следует отметить, что Л. Б. Рухин (1957) на основании использования большого фактического материала различ-

ных исследователей осадочных формаций докембрийского времени высказывает предположение о том, что глубоководные бассейны как широко распространенная форма рельефа морского дна появляются впервые

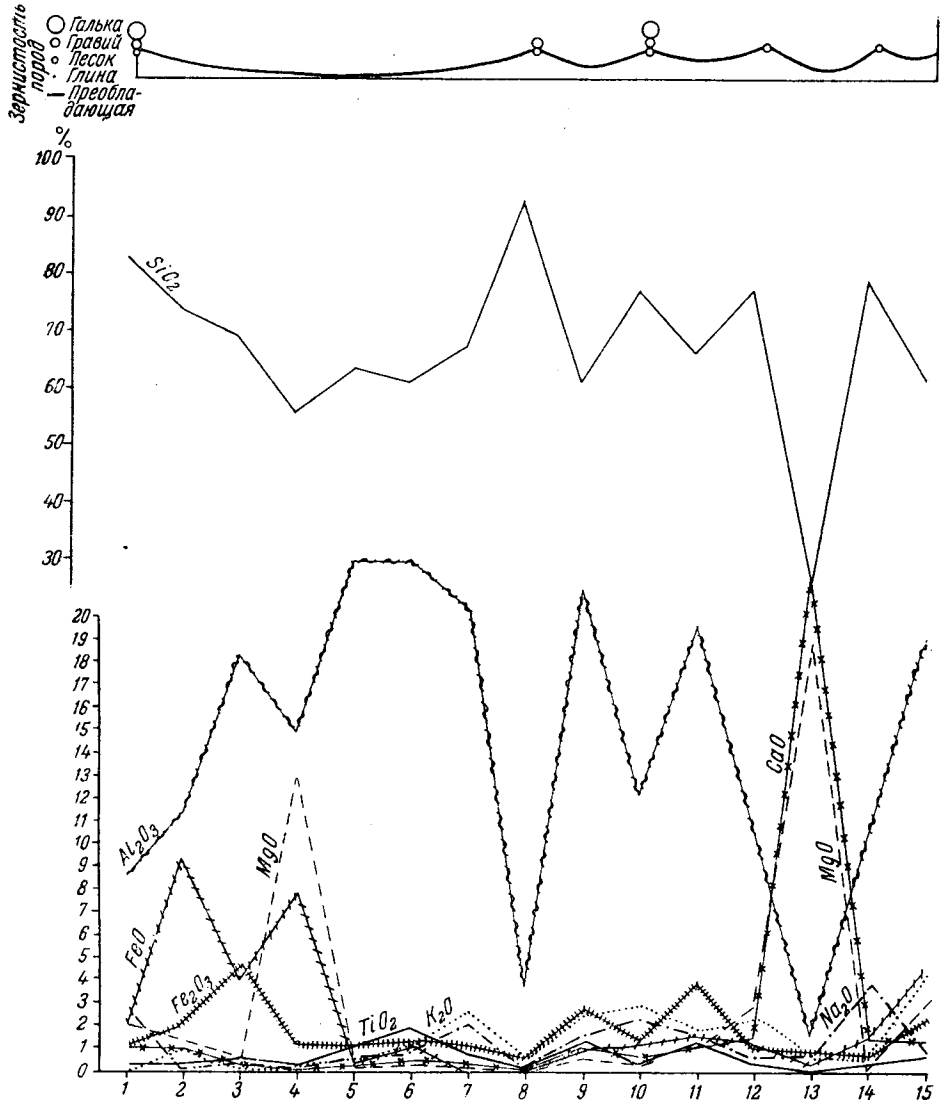


Рис. 97. Диаграмма изменения химического состава и зернистости пород свиты кейв.

По оси абсцисс: *1* — гранато-биотитовый гнейс. Пачка А: *2* — слюдяно-гранатовые сланцы; *3* — ставролито-гранатовые сланцы; *4* — хлоритовый сланец. Пачка Б: *5* — кианитовые сланцы; *6* — ставролито-кианитовые сланцы; *7* — слюдяно-плагиоклазовые сланцы. Пачка В: *8* — мусковитовые кварциты. Пачка Г: *9* — порфиробластические ставролитовые и кианито-ставролитовые сланцы. Пачка Д: *10* — двуслюдяные сланцы; *11* — двуслюдяные с гранатом и ставролитом сланцы. Пачка Е: *12* — аркозовый песчаник; *13* — песчанистый доломит. Пачка Ж: *14* — двуслюдяной гранатовый гнейс; *15* — двуслюдяной гранато-ставролитовый сланец.

лишь в верхнем палеозое. Глубины же древних геосинклиналей были значительно меньшими по сравнению с современными. Это представление полностью согласуется с нашим выводом относительно малых глубин формирования осадков восточнокольской геосинклинальной формации на примере Кейв.

Таблица 30

Первично-осадочные породы кейвской серии и их метаморфические эквиваленты

Ритм	Пачка	№ точки химического анализа	Метаморфические породы	Первично-осадочные породы (по диаграмме А. Н. Заварицкого)
	Горизонт гнейсов	1	Гранато-биотитовый гнейс.	Песчаник.
		2	Биотитовый гнейс.	То же.
I	А	3	Мусковито-гранатовый сланец.	Глина.
		4	Двуслюдяно-гранатовый сланец.	Песчаник.
		5	Серый ставролито-гранатовый сланец.	То же.
		6	Черный ставролито-гранатовый сланец.	Глина.
		7	Хлоритовый сланец.	То же.
	Б	8	Кварцево-серицитовый сланец.	То же.
		9	Сноповидно-волокнистый кианитовый сланец.	»
		10	Кианитовый сланец со сноповидными агрегатами кианита.	»
		11	Сноповидно-волокнистый кианитовый сланец.	»
		12	Волокнистый кианитовый сланец.	»
		13	Сноповидно-волокнистый кианитовый сланец.	»
		14	Сноповидно-волокнистый кианитовый сланец.	»
		15	Волокнистый ставролито-кианитовый сланец.	»
		16	Сноповидно-волокнистый ставролито-кианитовый сланец.	»
		17	Радиально-лучистый ставролито-кианитовый сланец.	»
		18	Мелкоконкреционный кианитовый сланец.	»
		19	Параморфический кианитовый сланец.	»
		20	Сланец с игольчато-призматическим кианитом.	»
		21	Призматически-зернистый ставролито-кианитовый сланец.	»
		22	Слюдяно-плагиоклазовый сланец.	Песчанистая глина.
II	В	23	Мусковитовый кварцит.	Кварцит.
	Г	24	Порфиробластический плагиоклазо-ставролитовый сланец.	Глина.
		25	Порфиробластический плагиоклазо-кианито-ставролитовый сланец.	То же.
		26	То же.	»
III	Д	27	Двуслюдяной сланец.	Песчаник.
		28	То же.	То же.
		29	»	Глинистый песчаник.
		30	Гнейсо-сланец.	Песчаник.
		31	Двуслюдяной сланец с гранатом и ставролитом.	Песчанистая глина.
		32	То же.	То же.
		33	Двуслюдяной порфиробластический ставролитовый сланец.	Глина.
	Е	34	Аркозовый песчаник.	Песчаник.
		35	Доломит.	Мергель.
IV	Ж	36	Двуслюдяной ставролито-гранатовый сланец.	Песчанистая глина.
		37	Двуслюдяной сланец с гранатом.	Песчаник.

Состав осадков кейвской серии. С учетом фациально-литологических особенностей пород кейвской серии можно более обоснованно судить о первоначальном составе осадков по химическому составу их метаморфических эквивалентов. На диаграмме состава осадочных пород по А. Н. Заварицкому (рис. 78) нанесены данные химических анализов пород кейвской серии, приведенных в таблицах.

Точки, характеризующие состав метаморфических пород, на диаграмме ложатся в поля глин и глинистых сланцев, песчанистых глин и глинистых песчаников, песчаников, кварцитов и мергелей. Сопоставление типов первично-осадочных пород, определенных согласно диаграмме по А. Н. Заварицкому, с их метаморфически-эквивалентными породами приведено в табл. 30. Полное совпадение данных табл. 30 с наблюдающимися первичными литологическими признаками метаморфических пород позволяет с уверенностью считать, что эти породы в подавляющей своей массе являются продуктом метаморфического преобразования первично дифференцированной в процессе седиментации серии осадочных пород, происходившего без существенного изменения их первоначального химического состава.

Для большей наглядности эволюция химического состава пород кейвской серии в процессе седиментации представлена в виде диаграммы (рис. 97). На ней нанесены данные химических анализов метаморфических пород в их стратиграфической последовательности, а также (в верхней части) приведен график изменения зернистости осадков.

На диаграмме видно, что химический состав пород отдельных пачек, а иногда и внутри пачек меняется очень заметно. В целом для свиты кейв характерно чередование комплексов пород, резко обогащенных глиноземом и, соответственно, несколько обедненных кремнеземом, и пород, богатых кремнеземом. Послéдние представлены более крупнозернистыми осадками, в которых кремнезем накапливался в результате осадочной дифференциации в виде кварцевого обломочного материала. Химический состав кианитовых сланцев весьма близок составу каолина. Тонкое ритмичное переслаивание пелитового осадочного материала, концентрация в нем углеродистого вещества и химический состав существенно кианитовых сланцев указывают на принадлежность осадков данного типа к продуктам химического выветривания бедных железом пород типа гранитов, достигшего стадии каолинового разложения. Карбонатный материал, образующий более или менее заметную примесь к песчанистому материалу в породах пачки Е, вероятнее всего, имеет хемогенное происхождение.

Таким образом, различные по минеральному составу метаморфические породы свиты кейв возникли за счет первичных осадков, изначально отличных по своей литологии, фациальным особенностям и составу. Роль метаморфической дифференциации в петрогенезисе при региональном метаморфизме свиты кейв ограничивалась явлениями, протекавшими внутри литологически обособленных пачек и пластов, и не приводила к метаморфической зональности свиты в целом.

Наблюдающиеся явления метаморфической зональности в отдельных участках развития пород кейвской свиты или в пределах отдельных ее пачек и пластов связаны с наложенным контактово-метасоматическим воздействием основных интрузий и интрузий щелочных гранитов.

РЕГИОНАЛЬНЫЙ (ПЕРВЫЙ) МЕТАМОРФИЗМ СВИТЫ КЕЙВ

В результате первого регионального метаморфизма сформировался комплекс типичных для свиты кейв метаморфических пород: высокоглиноземистых кристаллических сланцев, кварцитов и доломитизированных песчаников. При рассмотрении процессов, протекавших при первом регио-

нальном метаморфизме, первоочередной интерес представляют следующие вопросы: стадийность регионального метаморфизма, общие его условия и факторы; минеральные парагенезисы метаморфических пород; характер зернистости пород и кристаллобластез. Необходимо оговориться, что желательная детальность их освещения, к сожалению, ограничена, так как кейвская свита испытала повторный региональный метаморфизм, который хотя и был изофациален первому, но сопровождался складчатыми движениями и во многих случаях частичной перекристаллизацией сланцев. Не всегда можно с достаточной уверенностью судить о степени преобразования тех или иных пород в результате наложения повторного регионального метаморфизма.

Стадийность регионального метаморфизма, общие его условия и факторы. Широкое развитие в северном крыле Кейвского синклинория параморфических кианитовых и ставролито-кианитовых сланцев, возникших путем перекристаллизации андалузитовых (хиастолитовых) пород, могло служить указанием на стадийность метаморфизма исходных осадочных пород. Для района Кейв это обстоятельство впервые было отмечено Н. А. Кумари (1937), который пришел к выводу, что осадочная порода под влиянием высокой температуры сначала перешла в хиастолитовые, а затем под воздействием высоких давлений (стресса) — в кианитовые сланцы. Нарастание давления (стресса), обусловившего трансформацию андалузита в кианит, связывалось со складкообразованием. Отсутствие параморфических сланцев в южном крыле синклинория объяснялось большей интенсивностью дифференциальных движений при складчатости в южном крыле и полным уничтожением — перекристаллизацией ранее существовавших параморфических кианитовых порфирobласт. Аналогичного представления о генезисе кианитовых сланцев придерживается и Л. Я. Харитонов (1940). При этом Л. Я. Харитонов обратил внимание на неориентированное положение в породах идиобласт кианита, ставролита и других минералов, содержащих включения минералов основной ткани пород, с реликтами первичных слоистых текстур. Это обстоятельство противоречит концепции об ориентирующем воздействии стресса, и Л. Я. Харитонов предлагает объяснение для преодоления этого противоречия. Он считает, что стресс имел решающее значение при кристаллизации кианита и ставролита, но его ориентирующее влияние испытывали лишь минералы, обладающие меньшей кристаллизационной силой, — кварц и мусковит.

Для более детального рассмотрения вопроса о стадийности процесса первого регионального метаморфизма свиты кейв выделим те геологические факты, которые могут быть однозначно интерпретированы, а также кратко остановимся на теоретических представлениях о роли температуры и давления для полиморфных превращений в системе Al_2O_3—SiO_2.

Параморфические кианитовые сланцы распространены в пределах большей части северного крыла Кейвского синклинория и иногда встречаются в южном его крыле. В сланцах южного крыла кианитовые параморфозы имеют небольшие размеры (от 1—2 см вдоль длинной оси до микроскопических). В северном крыле развиты как мелкопараморфические, так и крупнопараморфические сланцы, иногда с кианитовыми параморфозами гигантского размера. По простиранию и в разрезе наблюдается частая перемежаемость крупно- и мелкопараморфических разновидностей сланцев.

Кианитовые параморфозы испытали интенсивную наложенную деформацию — скручивание, разрывы, раздробление — сопровождающуюся частичным замещением кианита кварцем и мусковитом. Дробление и рассланцевание испытала и заключающая параморфозы кварцевая и кварцево-мусковитовая основная ткань пород. При этом следы первичной

слоистости обычно сохраняются редко. В кианитовых сланцах южного крыла, с ориентированными агрегатами тонковолокнистого и игольчатого кианита, первичная слоистость в большинстве случаев легко различается и редко бывает нарушена даже при смятии сланцев в мелкие складки. Далее, в тех случаях, когда кианит испытывает полную перекристаллизацию, следы бывшего присутствия кианитовых параморфоз всегда сохраняются в виде наличия в черном, запыленном углеродистым веществом кианите светлых квадратных участков, соответствующих очертаниям бывших параморфоз, не содержащих углеродистых включений. В кианитовых сланцах южного крыла подобные реликты встречаются очень редко.

Следовательно, несмотря на складчатость в северном крыле Кейвского синклинория, имелись необходимые условия для сохранения кианитовых параморфоз или следов их бывшего присутствия. В преобладающем большинстве участков южного крыла ни того, ни другого не наблюдается. Здесь в основном породы не проходили андалузитовой стадии метаморфизма, и в них изначально кристаллизовался кианит в виде ориентированных согласно с напластованием звездчатых или сноповидных, плоских порфиробластических агрегатов тонкоигольчатых кристаллов.

Таким образом, общий подъем температуры при региональном метаморфизме в одних случаях сопровождался первоначальной кристаллизацией андалузита, в других случаях непосредственно кристаллизовался кианит. Следует учесть, что кристаллы андалузита (хиастолита) не обладают преимущественной ориентировкой в породах, а кианит в южном крыле изначально кристаллизовался в виде ориентированных агрегатов. Отсюда напрашивается вывод что отсутствие ориентирующего фактора (движения, стресса) в северном крыле способствовало кристаллизации андалузита (хиастолита), а наличие ориентирующих движений в южном крыле обусловило кристаллизацию кианита.

Эти движения не вызывались складкообразованием, как считали Н. А. Кумари, Л. Я. Харитонов и П. В. Соколов. Складкообразование имело место значительно позднее, после основных интрузий в свиту кейв, и охватило весь регион. В начальные же стадии первого регионального метаморфизма в отдельных участках региона могли иметь место локальные движения, например пластическое горизонтальное течение материала глинистых пород. В этих условиях добавочное давление на твердые фазы являлось решающим фактором для кристаллизации кианита.

Этот вывод находится в полном соответствии с теоретическими данными о роли давления в фазовых превращениях в системе Al_2O_3—SiO_2.

В последние годы исследованиями А. Хитанен (Hietanen, 1956), С. Кларка, Е. Робертсона и Ф. Берча (Clark, Robertson, Birch, 1957), В. С. Соболева (1960) уточнена диаграмма равновесия системы кианит—силлиманит—андалузит (рис. 98). Согласно В. С. Соболеву, тройная точка системы лежит в области температур 500—600° и давлений порядка 11 000—13 000 атм. В условиях подъема температуры при приближении к тройной точке достаточно небольшого прироста давления для перехода из поля устойчивости андалузита в поле кианита. В случае возрастания температуры до значений, больших, чем температура тройной точки, повышение давления определяло бы переход андалузита не в кианит, а в силлиманит.

На Кейвах это не наблюдается. В северном крыле Кейвского синклинория андалузит всюду непосредственно трансформировался в кианит. Эта трансформация произошла еще при первом региональном метаморфизме, когда кристаллизация андалузита сменилась кристаллизацией кианита, очевидно в силу тех же причин, которые изначально действовали в южном крыле — некоторого прироста давления при локальных тектонических движениях, не имевших характера всеобщих, складчатых.

В этих условиях на месте андалузитовых возникли параморфические кианитовые сланцы, а в ряде участков, где тектонические подвижки стали развиваться раньше, образовались непосредственно кианитовые сланцы, минуя андалузитовую стадию. В отличие от южного крыла тектонические подвижки здесь имели иной характер и обычно не сопровождались ориентировкой кристаллизующегося кианита и ставролита. Кианит мог кристаллизоваться в форме сферических конкреционных агрегатов фибролитового строения. В отдельных участках северного крыла, где движения приводили к пластическому течению пород, изначально возникали кианитовые сланцы с ориентированными текстурами, аналогичными текстурам сланцев южного крыла.

Из сказанного следует, что о выделении «андалузитовой» и «кианитовой» стадий регионального метаморфизма на Кейвах можно говорить лишь

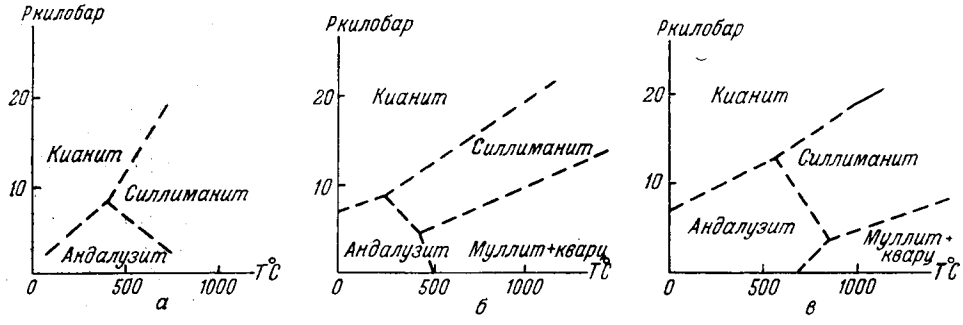


Рис. 98. Схематическая фазовая диаграмма равновесия для состава Al_2SiO_5.

а — по Хитанен; *б* — по Кларку, Робертсону и Берчу; *в* — по Соболеву.

условно. Фактически обе эти «стадии» были одновременными и развитие их зависело от локальных условий распределения давлений, обусловленных проявлением тектонических движений.

Тектонические движения являлись необходимой предпосылкой вывода из глубин и распределения в породах кейвской серии растворов, при участии которых развивались реакции минералообразования. Поступление растворов не было равномерным и происходило не одновременно всюду. Поэтому рост кристаллобластов андалузита, кианита и других минералов в отдельных участках, пачках и пластах происходил в несколько отличных условиях и с неодинаковой скоростью, что приводило к образованию порфиробласт различной формы и размеров.

Рассматривая общие условия и факторы первого регионального метаморфизма свиты кейв, отметим, что изоградность метаморфизма на всей территории распространения пород свиты исключает возможность его связи с какими-либо определенными конкретными интрузиями, даже батолитового типа, тем более что геологические указания на наличие таких одновозрастных с метаморфизмом интрузий отсутствуют. Первый региональный метаморфизм происходил до складчатых тектонических движений, сформировавших синклинорную структуру Кейв.

Среди осадочных пород свиты кейв существенную роль играли глинистые породы типа каолинитовых глин. Как известно, каолинит при обычных давлениях устойчив до температур 400—450°, когда наступает его дегидратация. Примерно до таких же температур устойчив и другой глинистый минерал — галлуазит, возможно находившийся в составе осадков. Внешнее давление при погружении осадков на большую глубину могло еще несколько повысить температуру дегидратации и область устойчивости глинистых минералов.

Следовательно, нижний температурный предел регионального метаморфизма свиты кейв составлял не менее 450—500°. По-видимому, он был еще несколько выше, так как кианит образуется при температурах более 500—600°, но верхний предел не превышал 650° (температура дегидратации природных хлоритов), судя по устойчивости хлоритовых сланцев в пачке А. Для достижения таких температур, свойственных условиям метаморфизма средних ступеней, необходим приток энергии извне. Это убедительно показал Н. П. Семененко (1960), обосновавший связь метаморфизма в подвижных зонах с привносом тепла магматическими продуктами и потоками растворов из глубин по разломам.

Региональный метаморфизм свиты кейв необходимо в первую очередь связывать с поступлением глубинных высокоэнергизированных флюидных водных растворов, пути движения которых контролировались тектоническими и литологическими факторами.

Анализ общей геологической обстановки первого регионального метаморфизма свиты кейв не позволяет полностью принять распространенное представление об обязательной непосредственной связи метаморфизма подвижных зон с магматизмом и складчатостью.

Данное представление в последнее время развивалось Д. С. Коржинским, В. С. Соболевым, Н. П. Семененко и др. Н. П. Семененко (1960) пишет, что «связь тектонических, магматических и метаморфических процессов является неразрывной; именно с периодами складкообразования и магматических интрузий и связана метаморфическая перекристаллизация пород».

По мнению Д. С. Коржинского (1940), «всякий метаморфизм силикатных пород связан с магматическими явлениями и совершается под непосредственным воздействием магмы или постмагматических растворов». В. С. Соболев считает, что различие между контактовым и региональным метаморфизмом заключается лишь в масштабе магматических явлений.

Наряду с этим распространены представления о возможной независимости регионального метаморфизма от магматической деятельности (Кузнецов, 1952; Трусова, 1960, и др.) и складчатости (Дэли, 1936; Born, 1930, и др.).

Гипотеза метаморфизма нагрузки в ее чистом виде была подвергнута критике Ф. Тернером, пришедшим к общему выводу, что «большие деформации коры (складчатость альпийского типа), интрузии батолитов и региональный метаморфизм представляют связанные географически, в общем синхронные, но иногда и частью независимые проявления орогении» (Тернер, 1951).

Является фактом, что в докембрийских комплексах существуют области регионально-метаморфизованных пород, не испытавших складчатых деформаций или испытавших постметаморфическую складчатость, как это наблюдается на примере Кейв. Выше было показано, что метаморфизм свиты кейв сопровождался тектоническими движениями, в том числе боковым пластическим течением материала в отдельных зонах и участках, но эти движения не были складчатыми. В то же время второй региональный метаморфизм свиты кейв сопровождался складкообразованием и мощным кислым магматизмом.

Таким образом, на примере Кейв можно видеть, как в одной и той же подвижной зоне на разных этапах ее развития, связанных с разными фазами тектогенеза, условия и геологическая обстановка, при которых осуществлялись процессы регионального метаморфизма, могли коренным образом изменяться. Представления о непременной связи регионального метаморфизма в подвижных зонах с периодами складкообразования и магматических интрузий являются односторонними.

Минеральные парагенезисы первого регионального метаморфизма. Отсутствие первичной зональности в свите кейв и изофациальный характер повторного регионального метаморфизма позволяют рассматривать минеральные парагенезисы, возникшие при первом региональном метаморфизме, для всей свиты в целом.

Минеральные парагенезисы соответствуют разнообразию состава исходных осадков и образуют 4 группы.

1. Песчанистые породы (гнейсы, кварциты пачки В, песчанистые породы пачки Е, кварцито-гнейсы и гнейсы пачки Ж):

кварц—плагиоклаз (микроклин)—биотит—мусковит±альмандин.

2. Песчано-глинистые, обогащенные железом породы (кристаллические сланцы пачек А и Д, содержащие гранат, ставролит, хлорит):

кварц—мусковит—биотит (хлорит)—альмандин—ставролит±плагиоклаз.

3. Глинистые породы с варьирующим содержанием железа (кианитовые и ставролитовые сланцы пачек Б и Г):

кварц—мусковит—кианит—ставролит±плагиоклаз.

4. Мергелистые породы (доломитизированные песчаники, доломиты пачки Е):

кварц—доломит.

Химические анализы пород, нанесенные на диаграммы состав-парагенезис (рис. 99), лежат в полях соответствующих равновесных парагенетических ассоциаций, свойственных ставролито-кианитовой субфации амфиболитовой фации регионального метаморфизма (Тернер, 1951). Они характерны для глиноземистых и иных пород с недостатком K_2O, что подтверждается отсутствием в породах свиты кейв калиевого полевого шпата. Последний встречается лишь в породах гнейсового горизонта кейвской серии, где его присутствие может быть обязано наложенным процессом щелочного метасоматоза.

Зернистость пород и кристаллобластез. В метаморфических породах свиты кейв, возникших в процессе первого регионального метаморфизма, размер минеральных зерен и порфиробластических их агрегатов зависел от характера зернистости и состава исходных осадков и от условий кристаллобластеза.

В породах с типичной бластопсефитовой и бластопсаммитовой структурой — гнейсах с галькой и гравием, гравийных песчаниках, кварцитах, частью в кварцево-слюдяных сланцах — форма и размеры зерен в главной их массе не изменялись при метаморфизме. Лишь явления регенерации первоначально остроугольных зерен кварца, частичной резорбции и перекристаллизации зерен полевых шпатов и раскристаллизации материала пелитовой примеси, при ее наличии, с образованием редких порфиробласт граната или ставролита и ориентированных чешуек слюды служат указанием на метаморфизм подобных пород, изофациальный метаморфизму глинистых и песчано-глинистых осадков, приводившему к образованию разнообразных кристаллических сланцев с характерными для них порфиробластическими структурами.

О первичном характере зернистости алеврито-пелитовых и пелитовых осадков с известной степенью условности можно судить по реликтам их слоистости, связанной с неравномерным послойным распределением углеродистого вещества, обломочного рутила и циркона, не испытавших перекристаллизации.

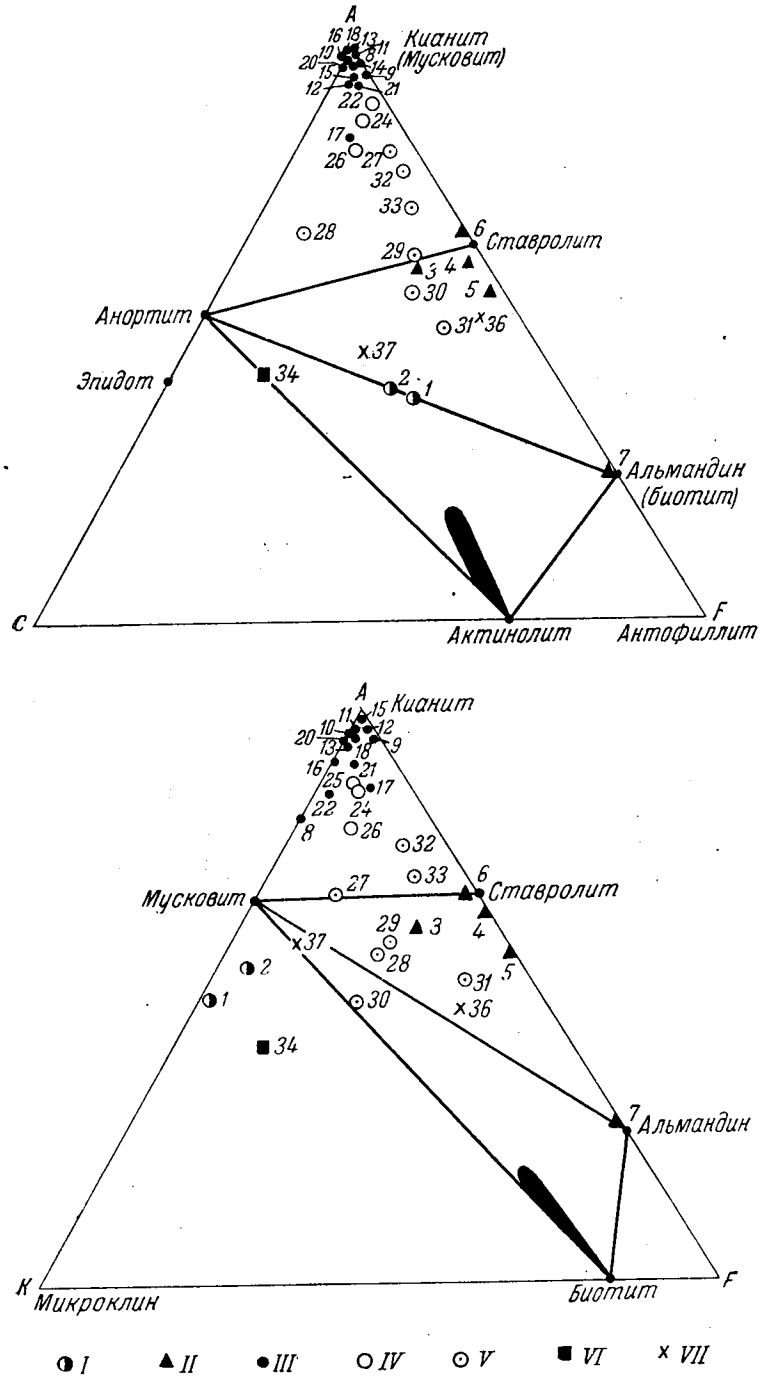


Рис. 99. Диаграммы состав — парагенезис для пород кейвской серии (номера анализов см. в табл. 13—23).

I — гнейсы кейвской серии, *II* — гранато-слюдяно-ставролитовые сланцы пачки А; *III* — кианитовые и ставролито-кианитовые сланцы пачки Б; *IV* — ставролитовые, плагиоклазо-ставролитовые и кианито-ставролитовые сланцы пачки Г; *V* — двуслюдяные сланцы пачки Д; *VI* — аркозовый песчаник пачки Е; *VII* — гранато-ставролитовый сланец и гранатовый гнейс пачки Ж.

Часть углеродистого вещества подверглась перекристаллизации с образованием графитоида, шестиугольные чешуйки которого в диаметре достигают 0.1—0.2 мм. Преобладающая же часть углеродистого вещества (возможно, аморфная) выделяется в виде кучных скоплений мельчайших частиц, размеры которых лежат за пределами разрешающей силы оптической системы микроскопа.

Размер обломочных зерен циркона и рутила в пелитовых и алевритопелитовых осадках находится обычно в пределах 0.005—0.05 мм. Главная масса первичных минералов пелитовых осадков, по-видимому, находилась в коллоидном состоянии, что способствовало полной ее раскристаллизации при метаморфизме.

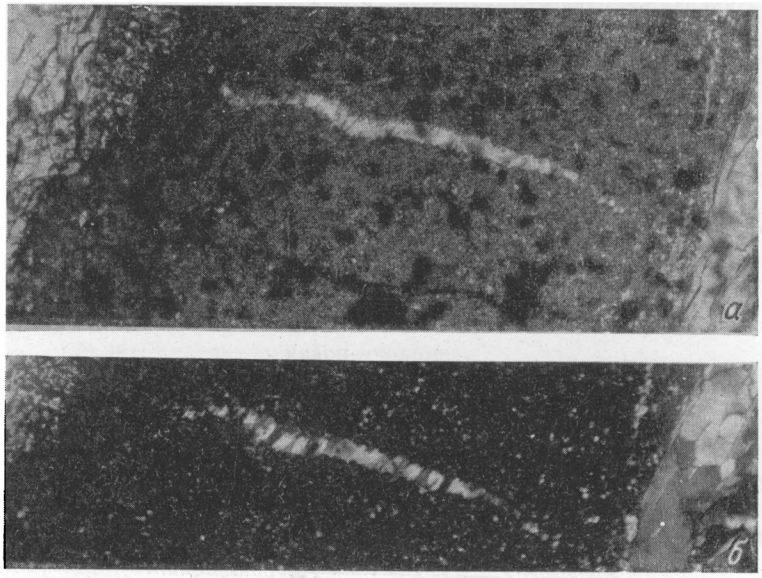


Рис. 100. Тонкозернистая структура кварца, содержащего диспергированное углеродистое вещество и крупнозернистая гранобластическая структура безуглеродистого перекристаллизованного кварца. Шлиф № 30/20 (ув. 24).

а — без анализатора, *б* — николи скрещены.

В высокоглиноземистых кристаллических сланцах наблюдается резкое различие в зернистости их основной существенно кварцевой или кварцево-мусковитой ткани и заключенных в ней порфиробласт других минералов.

В разновидностях сланцев, обогащенных углеродистым веществом, находящихся в тонкодисперсном состоянии, кварц в основной ткани имеет кристаллическое строение. Параллельно с уменьшением содержания углеродистого вещества и его обособлением в кучные скопления происходит рост размеров кварцевых зерен.

В осветленных участках сланцев средний размер кварцевых зерен составляет 0.1—0.2 мм. Очевидно, присутствие нерастворимого, инертного углеродистого вещества наряду с малой кристаллизационной силой кварца обусловили малую величину его зерен (рис. 100).

Несколько бóльшая кристаллизационная сила мусковита способствовала при равных условиях его самоочищению от включений углеродистого вещества и большему по сравнению с кварцем росту. Средний размер чешуек мусковита в сланцах составляет 0.1—1.0 мм, а в безуглеродистых их разновидностях чешуйки мусковита достигают 2—3 мм.

Кристаллобласты других минералов — биотита, ильменита, граната, плагиоклаза, кианита, ставролита — имеют размеры, превосходящие размеры минеральных зерен основной ткани пород в десятки, сотни, иногда тысячи раз. Так, для ильменита и биотита обычны размеры 0.2—0.5 см, для плагиоклаза 0.2—3.0 см, для граната 1.0—5.0 см в поперечнике, для параморфоз кианита по андалузиту 1.0—20.0 см в длину. Индивиды кианита имеют в длину от 2—3 мм до 5.0 см и более, ставролита — от 1—2 мм до 10.0—20.0 см в длину.

В общем случае размер кристаллобласт, так же как и степень идиобластичности и отношение к включениям, определяется кристаллизационной силой минерала. С увеличением кристаллизационной силы при прочих равных условиях возрастает степень идиобластичности минерала, размер его порфиробласт и снижается содержание посторонних включений. Но так как скорость роста различных минералов неодинакова, а для одного и того же минерала может изменяться от места к месту, то наблюдаются некоторые отклонения от намеченной зависимости между размерами, степенью идиобластичности и способностью к освобождению от посторонних включений и кристаллизационной силой минерала.

Например кианит, обладающий большой кристаллизационной силой, в условиях быстрого роста, сопровождающегося возникновением множества центров кристаллизации, будет образовывать агрегаты мелких игольчатых или волокнистых кристаллов, захватывающих включения других минералов. Нужно иметь в виду, что различные грани растущего кристалла могут иметь неодинаковую абсорбционную способность. Так, грань пинакоида растущего кристалла андалузита захватывает окружающие минералы, в то время как грани призм отталкивают их.

Наконец, имеет важное значение и химический потенциал компонентов. Химический потенциал TiO_2 в процессах регионального метаморфизма крайне низок, так же низка его концентрация в растворах. Поэтому рост минералов титана, обладающих высокой кристаллизационной силой, — ильменита и рутила — происходит настолько медленно, что размеры образующихся кристаллобласт ильменита относительно невелики, а для рутила они меньше, чем размеры зерен минералов основной ткани кристаллических сланцев.

С учетом сделанных замечаний кристаллобластический ряд для наиболее распространенных минералов кристаллических сланцев, образовавшихся при первом региональном метаморфизме путем раскристаллизации тонкозернистых осадков, будет следующим (в порядке убывания степени идиобластичности):

рутил—кианит—андалузит—ставролит—ильменит—гранат—плагиоклаз—биотит, хлорит—мусковит—кварц.

Взаимоотношения между различными минералами в породах, не испытавших процессов минералообразования, связанных с наложенным метаморфизмом, не позволяют полностью принять широко распространенный взгляд об одновременности роста минералов при метаморфических процессах.

При петрографическом описании высокоглиноземистых кристаллических сланцев неоднократно отмечалось, например, наличие определенных возрастных взаимоотношений между кианитом, ставролитом, плагиоклазом, указывающих на более раннюю кристаллизацию кианита по сравнению со ставролитом и ставролита по сравнению с плагиоклазом. Этот же вывод подтверждается детальным минералогическим изучением кианитовых сланцев, результаты которого излагаются в главе 9 настоящей работы. Сделанные наблюдения основываются на изучении включений одних минералов в другие и на замещениях одного минерала другим.

Так, плагиоклаз может включать в себя все другие минералы сланцев: минералы основной ткани, с образованием типичных диабластовых структур, а также идиобласты кианита, ставролита, ильменита, рутила, биотита. Сам плагиоклаз не образует включений ни в кианите, ни в ставролите. Последнее обстоятельство нельзя объяснить различием в кристаллизационной силе кианита, ставролита и плагиоклаза, так как при перекристаллизации в контакте с интрузиями основных пород сланцев, содержащих все 3 эти минерала, идиобласты плагиоклаза всегда бывают включены в идиобласты кианита и ставролита. Следовательно, необходимо раздельно рассматривать такие метаморфические процессы, как первичная кристаллизация минералов при метаморфизме и перекристаллизация пород.

Для сланцев свиты кейв, одновременно содержащих кианит и ставролит, исключительно характерно, что ставролит не встречается в виде включений в кианите. Наоборот, повсеместно отмечается замещение кианита ставролитом с включением реликтов кианита, а также обрастание конкреционных или звездчатых порфиробластических агрегатов кианита ставролитом.

Взаимоотношения ставролита и биотита указывают на более позднее образование биотита, нередко замещающего ставролит. В то же время порфиробласты биотита часто находятся внутри идиобласт плагиоклаза.

Таким образом, на многочисленных примерах, не имевших исключений, устанавливается отчетливая последовательность в кристаллизации ряда минералов при метаморфизме:

кианит — ставролит — биотит — плагиоклаз.

Минералы основной ткани сланцев (кварц и мусковит) кристаллизовались и испытывали перекристаллизацию на протяжении всего этапа метаморфического минералообразования.

В последнее время указание на возможность наличия определенной последовательности при метаморфическом минералообразовании было сделано в общей форме Ф. Тернером (1951). Наряду с этим Н. А. Елисеев (1959) придерживается противоположной точки зрения. Он пишет: «Следует отметить вообще, что понятие о последовательности кристаллизации минералов в метаморфических породах совсем не имеет того смысла, какой характерен для структур, формирующихся при кристаллизации из расплава или раствора. Все минералы, возникающие во время метаморфических процессов, кристаллизуются более или менее одновременно». Не вполне ясно, какие структуры кристаллизации и из каких растворов имеет в виду Н. А. Елисеев, так как далее он совершенно справедливо и в согласии с общепринятыми представлениями указывает, что метаморфическое минералообразование происходит при участии инфильтрационных и поровых растворов.

Процессы метаморфического минералообразования многообразны. В рассматриваемом случае минералогенезис обусловлен метаморфической дифференциацией первичных глинистых осадков. Метаморфическая дифференциация является процессом, связанным с растворением и последующим выделением химических компонентов пород во время метаморфизма, управляемым известными принципами — конкреционным ростом, обогащением наиболее устойчивым составляющим и растворимостью (Escola, 1932).

Эти принципы служат частным выражением более общих закономерностей, свойственных процессам минералообразования при метасоматозе. Но дифференциальная подвижность компонентов при метасоматозе, связанная с различием их потенциалов (Коржинский, 1940, 1944), неизбежно приводит к последовательному разобщению компонентов и кристаллизующихся твердых фаз не только в пространстве, но и во времени.

В геологической обстановке регионального метаморфизма минералообразование происходит в условиях меняющихся величин химических потенциалов компонентов. Так, первоначально высокий химический потенциал H_2O и FeO препятствует образованию ставролита в реакциях с участием SiO_2 и Al_2O_3, приводящих к образованию кианита. При снижении потенциалов FeO и H_2O на поздних стадиях метаморфизма их активность возрастает настолько, что они могут входить в кристаллическую решетку кианита с образованием при этом ставролита, развивающегося по кианиту или кристаллизующегося самостоятельно.

То же справедливо и в отношении ряда других компонентов: MgO, CaO, Na_2O. При снижении их химических потенциалов с определенного момента их активность возрастает настолько, что совместно с кремнеземом и глиноземом они способны строить кристаллические решетки биотита (или хлорита) и плагиоклаза.

Таким образом, метаморфическое минералообразование (дифференциация), управляемое закономерностями, по своей сущности отвечающими процессам метасоматоза, в общем случае должно осуществляться путем последовательной кристаллизации минералов, соответствующей последовательному изменению величин химических потенциалов компонентов, участвующих в реакциях минералообразования.

Данный теоретический вывод, подтвержденный на примере кристаллических сланцев свиты кейв, не противоречит выводу об одновременности роста метаморфических минералов в случае перекристаллизации породы, происходящей без изменения ее минерального состава. При этом реакции минералообразования не происходят (если не нарушается фазовое равновесие), изменяется лишь форма и взаимное расположение минералов в соответствии с общей термодинамической направленностью процесса перекристаллизации. В подобных случаях, наблюдавшихся и в кристаллических сланцах Кейв, кристаллобластические структуры перекристаллизации характеризуются одновременным ростом минералов, испытывающих перекристаллизацию в результате внешнего воздействия.

МЕТАМОРФИЗМ ПОРОД СВИТЫ КЕЙВ ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ ИНТРУЗИЙ ОСНОВНЫХ ПОРОД

После регионального (первого) метаморфизма свиты кейв дальнейшее развитие тектогенеза привело к интрузиям по глубинным разломам дифференцированной основной магмы. В свите кейв эти интрузии образовывали преимущественно пластовые тела типа силлов, реже — секущие тела. Основные интрузии оказали заметное контактовое воздействие на вмещающие метаморфические породы, выразившееся в термальной перекристаллизации и в метасоматическом изменении прилегающих пород.

Общеизвестно, что влияние основных интрузий на вмещающие породы, как правило, ограничено узкими зонами контактов. Вместе с тем в литературе имеются указания на более значительные масштабы изменения вмещающих пород в связи с пластовыми интрузиями траппов (Аникеев, 1936; Соболев, 1936; Тебеньков, 1938; Ляхович, 1955, и др.).

Воздействие основных интрузий на кристаллические сланцы свиты кейв отмечали П. В. Соколов (1940) и Л. Я. Харитонов (1960). Специальные работы по этому вопросу опубликованы Д. Д. Мирской (1959, 1960), использовавшей также материалы наблюдений И. В. Белькова, И. Д. Батиевой и др.

К настоящему времени установлено, что в зависимости от конкретной геологической обстановки характер и масштабы процессов изменения пород кейвской серии в контактах с пластовыми и секущими телами основных пород, превращенных в амфиболиты, отличаются разнообразием.

Таблица 31

Наиболее типичные изменения пород кейвской серии в контакте с основными интрузиями

Исходные породы	Контактово-измененные породы	Мощность зон изменения, в м	Структура и зернистость пород	Минеральные парагенезисы	Изменение химического состава	
					привнос	вынос
Гранато-биотитовые и биотитовые гнейсы.	Гранато-амфиболовые, амфиболо-эпидотовые, гранато-биотитовые или биотитовые роговики	0.2—1.0	Роговиковая, с порфиробластами граната и амфибола.	Плагиоклаз № 30—45—кварц—амфибол—(± эпидот)—(± биотит).	Ca, Al	Si, Na
	или реже Биотито-полевошпатовые породы.	0.2—0.5	Порфиробластическая, гетеробластовая.	Плагиоклаз № 40—65—кварц—амфибол—(± биотит)—(± гранат).	Ca, Al, K, Mg	Si, Na
Кварциты.	Кварциты с плагиоклазом и мусковитом.	До 0.8	Гранобластовая.	Кварц—плагиоклаз № 30—мусковит—(± гранат).	K, Na, Al, (OH)	Si
	Слюдяно-кварцевые сланцы с порфиробластами граната, иногда ставролита	0.5—1	Порфиробластовая, с лепидобластовой и гранобластовой основной тканью.	Кварц—мусковит—гранат—(± ставролит).		
	или Полевошпато-кварцевые породы с порфиробластами граната.			Плагиоклаз № 30—35—кварц—гранат.	Ca, Na, Al	Si
Двуслюдяные сланцы.	Биотито-полевошпатовые породы.	До 2	Гранобластовая.	Плагиоклаз № 25—30—кварц—биотит.	Ca, Si	K, Na, Al, (OH)
	Амфиболовые, гранато-амфиболовые и гранато-амфиболо-биотитовые роговики.	0.1—1.0	Роговиковая, с порфиробластами амфибола, граната и плагиоклаза.	Плагиоклаз № 30—45—кварц—амфибол—(± гранат)—(± биотит).	Ca, Si	K, Na, Al, (OH)

Кианитовые и ставролито-кианитовые сланцы.	Кианитовые и ставролито-кианитовые сланцы с осветленной основной тканью.	До 20	Гранобластовая и лепидогранобластовая, с порфиробластическим кианитом и ставролитом.	Кварц—кианит—мусковит—(± ставролит).	Нет	С
	Призматически-зернистые кианитовые и ставролито-кианитовые сланцы.	До 30	Перекристаллизация кианита и ставролита с образованием призматических кристаллов до 1—1.5 см длиной.	Кварц—кианит—мусковит—(± ставролит).	Нет	Нет
	Слюдяные порфиробластические кианитовые, ставролито-кианитовые или ставролитовые сланцы.	1—15	Основная ткань гранолепидобластовая, порфиробласты до 2—5 см длиной.	Мусковит—кварц—плагиоклаз—кианит—ставролит.	Na, K, (OH)±Ca	Si
	Полевошпатовые породы с кианитом, ставролитом, гранатом, силлиманитом и биотитом или реже	От десятков сантиметров до 6 м.	Порфиробластовая, с гранобластовой основной тканью. Порфиробласты до 25 см длиной, часто катаклазированы.	Плагиоклаз № 40—55—кварц—мусковит—кианит—ставролит—(± гранат)—(± силлиманит)—(± биотит).	Ca, Na, Mg, Fe	Si, Al, K, (OH)
	Амфиболовые, эпидотовые, кварцево-силлиманитовые, кварцево-жедритовые роговики.	От десятков сантиметров до 3 м.	Роговиковая, нематофибробластовая, с порфиробластами кианита, амфибола, граната.	Плагиоклаз № 40—60—кварц—амфибол—эпидот—(± силлиманит)—(±кианит)—(± ставролит)—(±гранат).	Ca	Si, Al, K, (OH)
Порфиробластические ставролитовые и кианито-ставролитовые сланцы.	Ставролитовые и кианито-ставролитовые сланцы с осветленной основной тканью.	20—30	Порфиробластовая, с гранобластовой основной тканью.	Кварц—мусковит—плагиоклаз—ставролит—(± кианит).	Нет	С
	Слюдяные порфиробластические ставролитовые и кианито-ставролитовые сланцы.	До нескольких метров.	Порфиробластовая, с лепидобластовой основной тканью.	Мусковит—кварц—плагиоклаз—ставролит—(± кианит).	K, Na, (OH)	Si
	Полевошпатовые породы со ставролитом, кианитом, биотитом (хлоритом) или	От десятков сантиметров до 3 м	Порфиробластовая, с гранобластовой основной тканью. Породы часто катаклазированы.	Плагиоклаз № 35—45—ставролит—кианит—биотит—(± хлорит)—кварц—мусковит.	Ca, Na, Mg, Fe	Si, K, (OH)
	Амфиболовые и амфиболо-эпидотовые роговики.	От нескольких сантиметров до 1 м.	Роговиковая, с порфиробластами амфибола.	Плагиоклаз—кварц—эпидот—амфибол.	Ca, Mg	Si, Na, (OH)

При этом состав основных пород, отвечающий составу габбро, габбро-анортозитам, габбро-перидотитам, практически не влияет на характер изменений вмещающих пород. Известную роль имеют пространственное положение и мощность интрузивных тел.

При прочих равных условиях около пластовых и более мощных тел контактные зоны шире и изменения пород выражены глубже, чем около менее мощных пластовых и круто падающих, секущих тел. Как правило, в лежачих боках пластовых тел мощность зон приконтактного изменения в несколько раз меньше, чем в кровле, где она достигает в отдельных случаях 40—50 м.

Решающее значение в изменении вмещающих пород принадлежит особенностям состава последних и, в частности, зависит от присутствия или отсутствия в них углеродистого вещества. Более сильному изменению подвергаются высокоглиноземистые кристаллические сланцы, обогащенные углеродистым веществом. Значительно меньше изменяются гнейсы, кварцево-слюдяные сланцы и кварциты.

Наиболее типичные изменения пород кейвской серии в контактах с основными интрузиями представлены в табл. 31, составленной по данным Д. Д. Мирской.

Чаще всего в контактах наблюдается образование роговиков; термальная перекристаллизация, сопровождаемая выносом углеродистого вещества (в случае его первоначального присутствия); метасоматический обмен между основными интрузивными и вмещающими породами.

Мощность зон ороговикования сланцев колеблется от нескольких сантиметров до 1 м, редко — более. Роговики чаще образуются в контактах с песчанистыми породами — гнейсами, кварцитами и кварцево-слюдяными сланцами, ставролитовыми и кианито-ставролитовыми сланцами. Интересно присутствие в роговиках амфибола, несомненно первичного. Минеральный парагенезис роговиков отвечает амфиболитовой фации метаморфизма, а не более высокотемпературной пироксено-роговиковой фации, которую можно было бы ожидать. Характерно отсутствие в роговиках проявления стресса.

В контактах с кианитовыми и ставролито-кианитовыми сланцами роговики распространены сравнительно мало. Очевидно, они сохранились в участках, где метасоматические процессы не развивались и не приводили к их замещению и перекристаллизации.

Термальная перекристаллизация кристаллических сланцев, обычно сопровождаемая выносом углеродистого вещества, наблюдается повсеместно. В темных, содержащих углеродистое вещество кристаллических сланцах по мере приближения к телам метабазитов происходит постепенное осветление сначала основной ткани сланцев, затем и порфиробластов кианита и других минералов. В контактных зонах мощностью в несколько метров породы практически полностью лишаются углерода и приобретают белую окраску. Мощность же осветленных зон достигает иногда 40—50 м.

Параллельно с осветлением пород происходит собирательная перекристаллизация кианита, ставролита и плагиоклаза. Порфиробластические агрегаты кианита при этом постепенно превращаются в крупные идиобластические кристаллы, не обнаруживающие преимущественной ориентировки даже в случаях, когда перекристаллизацию испытывают породы с первично ориентированными агрегатами кианита (рис. 101).

Размер кристаллобласт кианита, ставролита, плагиоклаза возрастает по мере приближения к контакту. Кристаллобласты кианита достигают 15—25 см, ставролита 10—15 см в длину, а плагиоклаза 3—5 см в поперечнике. Иногда кианит замещается силлиманитом.

Перекристаллизация пород близ контактов сопровождается метасоматозом. Последний проявляется в возрастании содержания мусковита при одновременном снижении содержания кианита и кварца, увеличении количества плагиоклаза по мере приближения к контакту и возрастании его основности. Нередко наблюдается привнос в зоне непосредственных контактов не только щелочных металлов и кальция, но также железа и

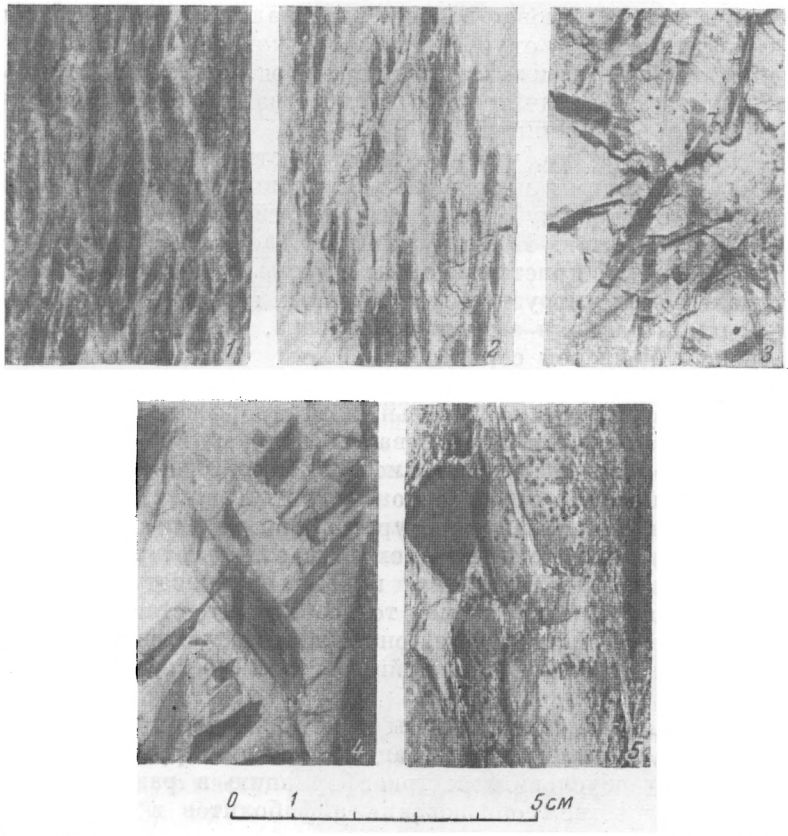


Рис. 101. Изменение кианитовых сланцев под воздействием интрузии основных пород.

1 — неизмененный кианитовый сланец; *2* — кианитовый сланец с осветленной основной тканью; *3* — перекристаллизованный осветленный кианитовый сланец; *4* — слюдяно-кианитовый идиобластический сланец; *5* — контактная порода с кианитом, лабрадором, силлиманитом (белый) и ставролитом (темный).

магния, с образованием биотита или хлорита. Таким образом, в контактово-метасоматических изменениях кристаллических сланцев устанавливается отчетливая зональность.

Метасоматические изменения пород в экзоконтактах сопровождаются метасоматозом и в основных породах, в которые мигрировали из сланцев Si и Al. В связи с этим в эндоконтактных зонах интрузивных залежей амфиболитов отмечается присутствие кварца, граната и ставролита.

Минеральные ассоциации контактово-термальных и контактово-метасоматических пород образованы кианитом (силлиманитом), ставролитом, амфиболом, гранатом, плагиоклазом (андезином, лабрадором), биотитом и хлоритом, т. е. минералами — показателями амфиболитовой фации метаморфизма. По-видимому, данная метаморфическая фация является типичной для случаев, когда метаморфизующему воздействию основных

интрузий подвергаются не осадочные породы, а кристаллические сланцы, в которых равновесные минеральные ассоциации, возникшие в процессе предшествовавшего метаморфизма, сохраняют значительную устойчивость.

РЕГИОНАЛЬНЫЙ (ВТОРОЙ) МЕТАМОРФИЗМ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД СВИТЫ КЕЙВ

Геологическая обстановка второго регионального метаморфизма свиты кейв резко отличалась от обстановки, в которой происходил первый региональный метаморфизм осадочных пород. Повторный метаморфизм был синхронным со складчатостью, сформировавшей тектоническую структуру Кейвского синклинория.

Ранее было показано, что эта складчатость сопровождалась синкинематичными интрузиями плагио-микроклиновых гранитов и гранитизацией пород архейского субстрата, гнейсов кейвской серии и залегающих среди них метабазитов. Непосредственное (локальное) воздействие гранитных интрузий на кристаллические сланцы свиты кейв не проявилось в силу удаленности интрузий, приуроченных к антиклинальным тектоническим зонам, и наличия защитного барьера, которым служила мощная толща гнейсов кейвской серии.

В этих условиях кристаллические породы свиты кейв и основные интрузии испытывали динамотермальный метаморфизм. Под воздействием динамических факторов и пропитывания пород метаморфизующими растворами происходили рассланцевание и перекристаллизация метаморфических пород и метаморфизм основных интрузий. Подобные процессы при относительно низких температурах приводят к возникновению пород типа филлонитов. В рассматриваемом случае динамотермальный метаморфизм происходил при достаточно высоких температурах, отвечающих средним ступеням метаморфизма, точнее кианито-ставролитовой субфации амфиболитовой фации, т. е. он был изофациален с первым региональным метаморфизмом свиты кейв. В этом убеждают разнообразные данные.

Так, минеральные парагенезисы кристаллических сланцев, испытавших региональную перекристаллизацию, не были нарушены. Метаморфизм основных пород обусловил их трансформацию в разнообразные амфиболиты. Свидетельством образования амфиболитов в стадию дифференциальных движений является присутствие в некоторых из них граната с типичными структурами «снежных комьев», указывающими на синтектоническую кристаллизацию граната. Амфиболитам свойственна равновесная парагенетическая ассоциация: роговая обманка (также тремолит, жедрит), плагиоклаз (олигоклаз, андезин), гранат — альмандин, биотит и хлорит.

Кристаллизация (перекристаллизация) кианита при повторном региональном метаморфизме совершалась на значительном интервале времени. Линейная ориентировка кианита в сланцах южного крыла Кейвского синклинория, закономерно сопряженная со складчатыми структурами (рис. 37), служит доказательством переориентировки и синтектоничной перекристаллизации кианита.

Вместе с тем устанавливается позднетектоничная и посттектоничная кристаллизация кианита. При формировании складок и рассланцевании кристаллических пород возникают разрывы, занимающие разнообразное положение по отношению к тектоническим элементам складок. Подобные разрывы бывают приурочены и к контактам амфиболитов, и кристаллических сланцев. Полости разрывов выполнены жильным кварцем и нередко оторочены со стороны сланцев щетками кристаллов голубого кианита, врастающих в кварц. В то время как амфиболиты и перекристаллизован-

ные в контакте с ними породы интенсивно рассланцованы, кианит жильных оторочек не деформирован или обнаруживает лишь слабую деформацию (рис. 102). Это указывает на образование кварцево-кианитовых жил в спокойных условиях, на завершающих этапах складкообразования.

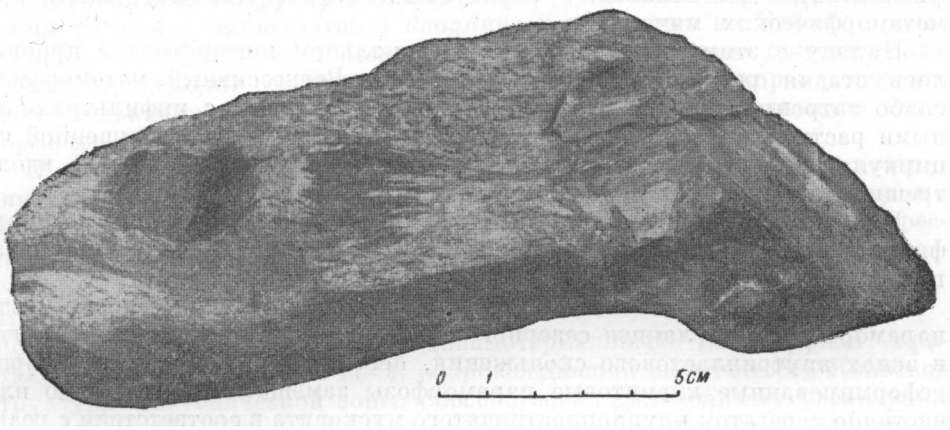


Рис. 102. Рассланцевание перекристаллизованного в контакте с амфиболитом ставролитового сланца. Кристаллы кианита (справа), образующие оторочку кварцевой жилы, залегающей по границе со сланцеватым амфиболитом, не рассланцованы. (Тундра Песцовая, верховья р. Ельйок).

В складчатых, иногда плойчатых ставролито-кианитовых, кианито-ставролитовых и ставролитовых сланцах пачек Б и Г трещины кливажа, поперечные и параллельные осевой плоскости складок, часто бывают заполнены мономинеральным агрегатом кристаллов ставролита. Кристаллобласты ставролита располагаются нормально к плоскости кливажа и врастают головками во вмещающую массу сланца (рис. 103). Вдоль трещин кливажа сохраняется шов, открытый или заполненный кварцем и мусковитом.

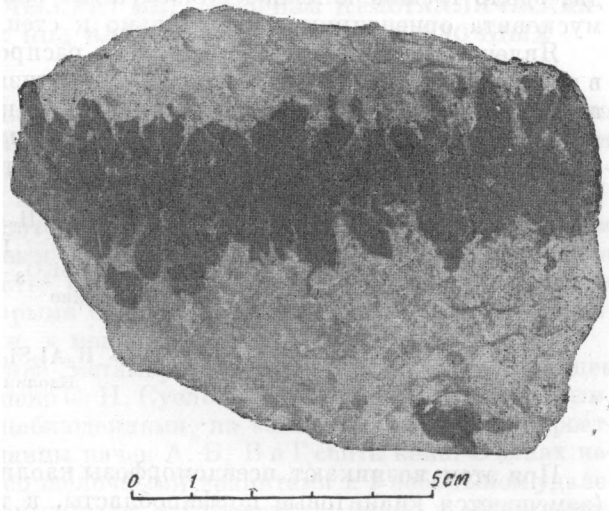


Рис. 103. Выделение ставролита вдоль трещин кливажа. Посттектоничная кристаллизация ставролита. Тундра Кыкманюку.

Несомненно, что плоскости кливажа служили путями преимущественной циркуляции растворов, из которых в посттектоническую стадию минералообразования происходила кристаллизация ставролита. Аналогичное явление характерно и для кианита, образующего оторочки трещин кливажа в сланцах, испытавших до этого складчатость.

Приведенный пример метаморфической дифференциации убедительно подтверждает положение о последовательной во времени и могущей быть пространственно разобщенной кристаллизации минералов при метаморфическом минералообразовании.

Таким образом, отличительной чертой повторного регионального метаморфизма свиты кейв явилась синтектоничная и посттектоничная (послескладчатая) кристаллизация (и перекристаллизация) минералов кристаллических сланцев — кианита, ставролита, граната и амфибола (в амфиболитах), плагиоклаза, — образующих новое (третье) поколение метаморфических минералов.

Наряду с этим при повторном региональном метаморфизме проявилась стадия регрессивного метаморфизма. Регрессивный метаморфизм слабо затронул всю массу горных пород. Связанный с инфильтрационными растворами, он развился главным образом в зонах повышенной их циркуляции — в участках интенсивного рассланцевания пород, вдоль трещин кливажа, в кварцевых жилах.

Наиболее ярким выражением процессов регрессивной стадии метаморфизма является щелочной метасоматоз кианитовых сланцев и каолинизация кианита.

Щелочной-калиевый метасоматоз проявляется преимущественно среди параморфических сланцев северного крыла Кейвского синклинория, где в зонах внутрипластового скольжения, перетирания и дробления пород деформированные кианитовые параморфозы замещаются полностью или частично агрегатом крупнопластинчатого мусковита в соответствии с реакцией

$$3Al_2SiO_5 + K_2O + 2H_2O + 3SiO_2 \longrightarrow 2KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2.$$

Мусковит, замещающий кианит, не обладает закономерной ориентировкой в отличие от мусковита основной ткани пород.

Замещается мусковитом и голубой кианит кварцевых жил с образованием крупнотаблитчатых выделений.

Отложение мелкочешуйчатого мусковита совместно с кварцем происходит вдоль трещин кливажа в складчатых сланцах. В трещинах чешуйки мусковита ориентируются нормально к стенкам.

Явления каолинизации в сланцах распространены преимущественно в тех же зонах, где наблюдается и мусковитизация. Каолинизации подвергаются в первую очередь деформированные кристаллы кианита, а также кианит и плагиоклаз около трещин, по которым циркулировали растворы.

Каолинизация осуществляется в соответствии с реакциями

$$\underset{\text{Кианит}}{Al_2SiO_5} + H_2O + SiO_2 \longrightarrow \underset{\text{Каолин}}{H_2Al_2Si_2O_8},$$

$$\underset{\text{Альбит}}{Na_2Al_2Si_6O_{16}} + H_2O \longrightarrow \underset{\text{Каолин}}{H_2Al_2Si_2O_8} + Na_2O + 4SiO_2,$$

Na_2O — раствор

$$\underset{\text{Анортит}}{CaAl_2Si_2O_8} + H_2O \longrightarrow \underset{\text{Каолин}}{H_2Al_2Si_2O_8} + CaO.$$

CaO — раствор

При этом возникают псевдоморфозы каолинита (диккита?) по кианиту (замещаются кианитовые порфиробласты, в том числе и конкреционные агрегаты) и смеси каолинита, кварца и клиноцоизита по идиобластам плагиоклаза.

Полости трещин, служивших проводниками инфильтрационных растворов, производивших каолинизацию, часто выполнены агрегатом кварца и диккита или мономинеральным диккитом.

Следует оговориться, что аналогичные явления щелочного метасоматоза и каолинизация высокоглиноземистых сланцев широко проявлены на западных Кейвах, где они связаны с регрессивной стадией метаморфизма под воздействием щелочных гранитов.

Л. Я. Харитонов (1960) все явления мусковитизации в сланцах в районе центральных и восточных Кейв также относит к воздействию интрузий щелочных гранитов (еще не вскрытых эрозией). Такая возможность не исключена, но представляется менее вероятной, так как метаморфизм около гранитных интрузий носит отчетливо зональный характер. В то же время щелочной метасоматоз и каолинизация сланцев на Кейвах проявлены в слабом развитии повсеместно и равномерно (кроме тектонических зон, где происходит резкое их усиление), что позволяет скорее связывать рассматриваемые явления с регрессивным этапом регионального метаморфизма.

В таком случае наблюдающаяся посттектоничная (послескладчатая) минерализация трещин кливажа в сланцах представляет непрерывный ряд метаморфического минералообразования, происходившего на регрессивной стадии повторного регионального метаморфизма:

кианит→ставролит→мусковит→диккит.

Повторный региональный — динамотермальный метаморфизм кристаллических пород свиты кейв, сопровождавший складчатость Кейвской структурно-тектонической зоны, способствовал дальнейшему увеличению текстурно-морфологического разнообразия кристаллических сланцев и некоторому усложнению их минерального состава. В центральных и восточных Кейвах кристаллические сланцы заметных последующих изменений не испытывали, за исключением локального проявления воздействия интрузий щелочных гранитов в отдельных небольших участках. В районе западных Кейв кристаллические сланцы подверглись существенному изменению под воздействием послескладчатой мощной интрузии щелочных гранитов.

КОНТАКТОВЫЙ (МАГМАТИЧЕСКИЙ) МЕТАМОРФИЗМ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СЛАНЦЕВ СВИТЫ КЕЙВ ПОД ВЛИЯНИЕМ ИНТРУЗИИ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ

Влияние щелочных гранитов на породы кейвской серии впервые было отмечено О. А. Воробьевой (1932). Несколько позднее Л. Я. Харитонов (1936) рассмотрел роль щелочных гранитов в формировании месторождений мусковита и щелочном метасоматозе силлиманитовых сланцев.

Влияние щелочных гранитов на гнейсы изучалось А. А. Чумаковым (1955) и Л. Я. Харитоновым (1960). Исследования Л. Я. Харитонова показали, что складчатость свиты кейв предшествовала интрузиям щелочных гранитов, с которыми связаны процессы кварцевого и щелочного метасоматоза гнейсов и, в меньшей степени, сланцев.

Более детальное изучение метаморфизма кристаллических сланцев западных Кейв было выполнено С. Н. Сусловой (1957, 1960). По ее данным, согласующимся с нашими наблюдениями, на западных Кейвах распространены кристаллические сланцы пачек А, Б, В и Г свиты кейв. В зонах непосредственных контактов со щелочными гранитами и в небольшом удалении от контактов сланцы испытывают перекристаллизацию и метасоматические преобразования. С удалением от контактов с гранитами интенсивность метасоматоза затухает, но явления термальной перекристаллизации проявлены отчетливо.

Динамическое воздействие магмы щелочных гранитов на кристаллические сланцы обусловило моделирование их складчатой структуры, выразившееся в усложнении складчатых структур — образовании дополнительных складок, флексурных перегибов, мелкой плойчатости, разрывных дислокаций с небольшими амплитудами, пигматитовой складчатости и т. п.

Дополнительное тектоническое воздействие способствовало развитию процессов метасоматоза и перекристаллизации сланцев, происходивших при участии инфильтрационных и поровых растворов, источником которых служила гранитная интрузия.

В наиболее общей форме типичные изменения кристаллических сланцев под влиянием щелочных гранитов приведены в табл. 32, составленной по материалам С. Н. Сусловой.

Наряду с перекристаллизацией и контактово-метасоматическим метаморфизмом сланцев отмечается локальное проявление регрессивного метаморфизма.

Остановимся на ведущих процессах изменения сланцев — перекристаллизации, метасоматозе и регрессивном метаморфизме.

Перекристаллизация сланцев. Внедрение магматических масс в породы кейвской серии на западных Кейвах обусловило значительный подъем температуры, пропитывание вмещающих пород постмагматическими растворами и перекристаллизацию пород. В новых термодинамических условиях некоторые минералы оставались устойчивыми, другие становились неустойчивыми. К последним относится кианит, перешедший в другую модификацию, — Al_2SiO_5 — в силлиманит.

Переход этот происходил без заметного участия тектонических процессов, благодаря чему агрегаты кристаллов силлиманита полностью унаследовали внешнюю форму порфиробластических выделений кианита — сноповидно-лучистых, параморфических (по хиастолиту) и др.

Таким путем на месте кианитовых и кианито-ставролитовых сланцев пачек Б и Г образовались параморфические (по кианиту) силлиманитовые сланцы, сохранившие текстурно-морфологические признаки прежних пород. При этом ставролит оставался устойчивым и в главной своей массе не подвергался перекристаллизации. В случаях перекристаллизации, наблюдающейся в связи с повышенной циркуляцией растворов в отдельных зонах, ставролит кристаллизовался совместно с силлиманитом.

Возникает вопрос, при каких условиях осуществлялся переход кианита в силлиманит? С. Н. Суслова (1960) связывает образование силлиманита с развитием в областях контактов высоких температур, т. е. считает силлиманит более высокотемпературным минералом по сравнению с кианитом. П. Кларк, И. Робертсон и Ф. Берч (Clark, Robertson, Birch, 1957) образование силлиманита в контактах с гранитами склонны объяснять скорее значительным повышением температур при сохранении относительно высоких давлений. В литературе утвердилось представление, что силлиманит всегда содержит показатели более высокой ступени метаморфизма, чем кианит. Силлиманит-альмандиновая субфация рассматривается как самая высокая ступень амфиболитовой фации метаморфизма, в условиях которой ассоциация силлиманита и ставролита признается неустойчивой (Тернер, 1951).

Обращаясь к фазовой диаграмме для состава Al_2SiO_5 (рис. 98), можно видеть, что при равной температуре поле устойчивости силлиманита находится в области меньших давлений по сравнению с областью устойчивости кианита. Следовательно, условием перехода кианита в силлиманит всегда служит снижение давления.

Что касается температуры, то вопрос является дискуссионным. Х. Рамберг (Ramberg, 1952) приводит данные М. Мишель-Леви о синтезе силлиманита при температуре 450—500°. Силлиманит был синтезирован П. А. Земятченским при температуре всего 180—190°. Очевидно, температурный диапазон устойчивости силлиманита значительно больший, чем принято считать. При относительно низкой температуре, по-видимому, устойчива и ассоциация силлиманита со ставролитом, как это наблюдается на Кейвах. Трудно также предположить, чтобы на расстоянии до 2—3 км

Таблица 32

Преобразование кристаллических сланцев свиты кейв под воздействием интрузии щелочных гранитов в районе западных Кейв

Исходные породы	Стадии изменения	Удаленность от интрузии	Структура и зернистость пород	Минеральные парагенезисы	Изменение химического состава	
					привнос	вынос
Гранато-ставролитовые сланцы пачки А.	Гранато-слюдяные сланцы.	500—600 м.	Пойкилопорфиробластовая, с лепидо- и гранобластовой основной тканью. Порфиробласты граната (альмандина) от 1 до 20 см в диаметре.	Кварц—альмандин—мусковит—(± биотит)—(± ставролит)—(± силлиманит)—(± плагиоклаз № 36—37).	Нет	Нет
	Гранато-слюдяные сланцы с микроклином. Микроклино-гранато-слюдяные гнейсы.	500—450 м.	Пойкилопорфиробластовая, с лепидогранобластовой и гранобластовой основной тканью. Порфиробласты граната и микроклина.	Кварц—альмандин—мусковит—плагиоклаз № 35—36—микроклин.	K, Na	Fe
	Послойно инъецированные гранато-слюдяные сланцы (мигматиты щелочных гранитов).	В участках максимального приближения и в непосредственном контакте.	Неравномернозернистая, с явлениями метасоматического замещения всех минералов породы микроклином.	Основная ткань: кварц—микроклин—плагиоклаз—мусковит—биотит. Инъекция: микроклин—альбит—кварц—(± гастингсит).	K, Na, Si	—
Кианитовые и ставролито-кианитовые сланцы пачки Б.	Силлиманитовые, слюдяно-ставролитовые сланцы.	В некотором удалении (более 400 м).	Порфиробластовая, с гранобластовой и лепидогранобластовой основной тканью с псевдоморфозами силлиманита по кианиту.	Кварц—силлиманит—мусковит—(± плагиоклаз № 28—33)—(± ставролит)—(± кианит)—(± биотит)—(± альмандин).	K	Нет

Таблица 32 (*продолжение*)

Исходные породы	Стадии изменения	Удаленность от интрузии	Структура и зернистость пород	Минеральные парагенезисы	Изменение химического состава	
					привнос	вынос
Кианитовые и ставролито-кианитовые сланцы пачки Б.	Силлиманито-слюдяные, ставролито-силлиманито-слюдяные и слюдяные сланцы.	Вблизи интрузии (менее 400 м).	Порфиробластовая, гранобластовая, с псевдоморфозами мусковита по силлиманиту.	Кварц—мусковит—(± биотит)—(± ставролит)—(± силлиманит)—(± плагиоклаз № 20—23).	K, Na	—
Мусковитовые кварциты пачки В.	Мусковитовые кварциты с содержанием 5—7% мусковита.	В удалении от интрузии.	Лепидогранобластовая.	Кварц—мусковит.	Нет	Нет
	Мусковитовые кварциты с содержанием более 15% мусковита.	Вблизи интрузии.	Лепидогранобластовая, с порфиробластами ставролита и граната.	Кварц—мусковит—(± гранат)—(± ставролит)—(± силлиманит)—(± микроклин).	K	—
Порфиробластические плагиоклазо-кианито-ставролитовые сланцы пачки Г.	Силлиманито-ставролито-слюдяные сланцы.	В некотором удалении от интрузии.	Порфиробластовая, с грано- и лепидобластовой основной тканью. Фибробластовая.	Кварц—мусковит—биотит—ставролит—силлиманит—плагиоклаз № 32—40.	Нет	Нет

от контакта с гранитной интрузией (на котором наблюдается переход кианита в силлиманит на западных Кейвах) температура могла достигать высоких значений, бóльших, чем 400—550°.

Поэтому есть все основания предполагать, что перекристаллизация кианитовых сланцев в силлиманитовые в результате контактного воздействия интрузии щелочных гранитов происходила в условиях умеренного давления и умеренных температур — меньших, чем температуры и давления, при которых образовались кианитовые сланцы.

Заметной перекристаллизации кварцитов и слюдяно-кварцевых сланцев пачки В на западных Кейвах не наблюдается. Зато гранатовые сланцы пачки А, всегда находящиеся ближе к контактам с гранитами вследствие своего стратиграфического и геологического положения, испытывают существенную перекристаллизацию и метаморфическую дифференциацию.

Вследствие собирательной перекристаллизации происходит увеличение размеров кристаллобласт граната. Размер идиобласт граната в отдельных участках достигает 20—25 см в поперечнике. Вместе с тем наблюдается концентрация граната в замковых частях складок, вплоть до образования анхимономинеральных гранатовых пород. Именно с участками развития процессов метаморфической дифференциации в сланцах пачки А связаны известные месторождения граната — альмандина на западных Кейвах (Бельков, 1957). Аналогичные явления концентрации граната в замковых частях складок, являющихся тектонически ослабленными зонами, благоприятными для циркуляции растворов, отмечены А. А. Сорским (1952) для Беломорья.

Метасоматические изменения сланцев, как отмечает С. Н. Суслова (1960), носили различный характер в зависимости от состава пород и расстояния от контакта. В целом в сланцах проявились процессы щелочного — преимущественно калиевого — метасоматоза и, отчасти, кварцевого метасоматоза.

Слюдяно-гранатовые сланцы пачки А в непосредственных контактах мигматизировались послойно материалом щелочных гранитов. В небольшом удалении от контактов развита фельдшпатизация сланцев, точнее — их микроклинизация. Микроклин замещает мусковит, биотит, плагиоклаз и даже гранат. По мере удаления от контакта явления микроклинизации уступают место мусковитизации. Вторичный мусковит образуется по биотиту и плагиоклазу. На расстояниях 500—600 м от контактов процессы метасоматоза затухают и наблюдается только перекристаллизация сланцев.

В слюдяно-гранатовых сланцах, близ контакта с гранитами, отмечается кварцевый метасоматоз, наложенный на щелочной и проявившийся в возникновении метасоматических кварцевых жилок, заключающих реликты замещаемых минералов сланцев.

Щелочной — калиевый — метасоматоз силлиманитовых и силлиманито-ставролитовых сланцев в максимальном своем проявлении приводил к полному замещению силлиманита мусковитом и ставролита мусковитом и биотитом, с образованием кварцево-мусковитовых и двуслюдяных сланцев.

Процессы метасоматоза сланцев происходили при отсутствии дифференциальных движений, в тектонически спокойных условиях. В этом убеждает отсутствие характерных структур синтектоничной кристаллизации новообразованных минералов и их преимущественной ориентировки (исключая унаследованную ориентировку от замещаемых минералов).

Регрессивная стадия метаморфизма. С регрессивной стадией контактово-метасоматического метаморфизма связано образование хлоритоида в гранато-слюдяных сланцах и каолинизация высокоглиноземистых сланцев.

Хлоритоид в небольших количествах развивается по гранату и ставролиту. Концентрация его наблюдается в замковых частях складок, где он может образовывать крупные пластинчатые обособления. Условия образования хлоритоида и сам минерал подробно описаны С. Н. Сусловой (1959).

Каолинизация в сланцах проявлена локально. Каолинит (диккит?) образуется преимущественно по силлиманиту, реже по мусковиту и ставролиту. Переотлагаясь, он выделяется также по трещинам в породах. Каолинизация силлиманитовых сланцев сопровождалась поглощением значительных масс воды, но без заметного изменения объема, на что указывает образование псевдоморфоз по силлиманиту. Особенно эффектны найденные С. Н. Сусловой псевдоморфозы диккита по параморфозам силлиманита, заместившего ранее существовавшие параморфозы кианита по хиастолиту. При этом в диккитовых псевдоморфозах различаются унаследованные от хиастолита крестообразные фигуры распределения углеродистого вещества.

В целом воздействие послескладчатых щелочных гранитов на кристаллические сланцы свиты кейв носит отчетливо выраженный локальный характер с зональным проявлением разнообразных наложенных метаморфических процессов и отвечает понятию магматического (Трусова, 1960) метаморфизма.

Длительная и сложная история геологического формирования Кейвской структурно-тектонической зоны обусловила полиметаморфический генезис пород свиты кейв и связанных с ней месторождений кианита (Бельков, 1960б). Несмотря на значительные масштабы основных интрузий в свиту кейв, имевших место после ее первого регионального метаморфизма, повторный региональный метаморфизм, сопровождавший складчатость, и мощные проявления кислого магматизма, кианитовые и силлиманитовые сланцы, в целом проявили большую устойчивость к воздействию многообразных внешних геологических процессов.

Подобная инертность высокоглиноземистых кристаллических пород в условиях изохимического метаморфизма служит свидетельством возможности сохранения среди самых древних образований докембрия высокоглиноземистых месторождений, аналогичных кейвским. Вместе с тем устанавливается малая устойчивость высокоглиноземистых пород к процессам щелочного метасоматоза, развитие которых служит отрицательным показанием в отношении возможности сохранности в том или ином регионе высокоглиноземистых образований.

Часть вторая

КИАНИТОВЫЕ РУДЫ СВИТЫ КЕЙВ

Глава 8

МИНЕРАЛОГИЯ КИАНИТОВЫХ РУД

Кейвские месторождения кианита связаны с кристаллическими сланцами, обогащенными кианитом до степени превращения их в руды с относительно высоким содержанием полезного компонента — около 30—40% в среднем. В общем стратиграфическом разрезе метаморфических пород кианитсодержащими сланцами сложены пачки Б и Г кейвской свиты кристаллических сланцев. При этом сланцы пачки Г, являясь существенно ставролитовыми, имеют невысокое содержание кианита и в силу этого, а также в связи с другими особенностями своего минерального состава не рассматриваются в качестве кианитовых руд. В пачке Б из пластов кианитсодержащих сланцев выделяются 2 пласта, обогащенных кианитом: нижний — продуктивный пласт собственно кианитовых сланцев, и верхний — продуктивный пласт кианитовых и ставролито-кианитовых сланцев.

Первоочередной практический интерес представляют собственно кианитовые сланцы нижнего продуктивного пласта благодаря более равномерному и сравнительно высокому содержанию в них кианита и минимальному содержанию вредных примесей.

Детальное минералогическое изучение кианитовых руд показало, что их минеральный состав более сложен, чем считалось ранее на основании данных петрографического изучения кианитовых сланцев. В состав кианитовых руд входят следующие минералы, сгруппированные в соответствии с их относительным значением.

Главные минералы

Кианит, кварц.

Второстепенные минералы

Мусковит, плагиоклаз, ставролит, графитоид, диккит, пирротин, пирит.

Минералы-примеси

Халькопирит, пентландит, магнетит, рутил, ильменит, гематит, биотит, хлорит, гранат, ортит, клиноцоизит, апатит, циркон, лимонит

ГЛАВНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Кианит — $Al_2O[SiO_4]$ (теоретический состав Al_2O_3 — 62.85; SiO_2 — 37.15). В кианитовых рудах кейвских месторождений кианит образует весьма разнообразные по морфологии и агрегатному строению выделения, что свидетельствует об его сложном генезисе. Как было отмечено ранее (Бельков, 1960в), различаются следующие главные морфологические типы кианита в сланцах: кианит параморфоз по андалузиту (хиастолиту), тонкопризматический кианит ориентированных агрегатов, тонковолокнистый кианит конкреционных агрегатов, идиобластический

кианит из зон контактов с метабазитами, кианит сложных агрегатов из зон повторной кристаллизации.

Параморфозы кианита по андалузиту (хиастолиту) в кристаллических сланцах свиты кейв впервые были кратко описаны Н. А. Кумари (1937). Он, а также другие исследователи (Тюшов, 1940; Харитонов, 1940) отмечали распространение кианитовых сланцев, в которых без закономерной ориентировки вкраплены крупные, имеющие форму квадратных призм агрегаты кристаллов кианита белого цвета, представляющие параморфозы по хиастолиту. В сечениях параморфоз, нормальных к призме, различаются отчетливые крестообразные фигуры, а в сечениях по призме — фигура «песочных часов».

Наличие этих фигур связано с присутствием закономерно ориентированных скоплений пылевидного углеродистого вещества (графитоида), весьма обильного во вмещающей слюдисто-кварцевой массе сланца. В сечениях параморфоз отчетливо видны радиально-лучистые агрегаты кристаллов кианита, с центрами роста, расположенными как внутри, так и на гранях параморфоз.

Отмечалось также (Кумари, 1937), что радиально-лучистые структуры кианита в параморфозах и фигуры закономерной ориентировки скоплений углеродистого вещества являются результатом наложения различных генетических процессов — кристаллизации хиастолита и перекристаллизации его в кианит под влиянием одностороннего давления.

Выполненное более детальное изучение параморфоз кианита по хиастолиту выявило особенности внешнего и внутреннего их строения, позволяющие судить и об их генезисе.

Размеры параморфоз меняются в широких пределах — от микроскопических до гигантских, достигающих 30—40 см вдоль оси *C* и 80—100 см^2 в поперечном сечении. В каждом отдельно взятом участке развития параморфических кианитовых сланцев размер заключенных в них параморфоз примерно одинаков. Совместно крупные и мелкие параморфозы, как правило, не встречаются. Отношение длины параморфоз вдоль оси *C* к их поперечнику составляет от 5 : 1 до 10 : 1, но может снижаться до 1 : 2.

Внешние ограничения параморфоз повторяют форму первичных кристаллов хиастолита — ромбических (псевдоквадратных) призм с пинакоидальными конечными гранями. Последние часто отсутствуют вследствие замещения концевых частей параморфоз мусковитом и кварцем.

Иногда параморфозы имеют пирамидальный облик вследствие одностороннего роста бывшего кристалла хиастолита. Наблюдается также другое явление уклонения от нормальной призматической формы кристаллов хиастолита: возникновение своеобразных скелетных форм их развития, в результате чего поперечное сечение параморфоз образует крест с прямыми, реже с острыми входящими углами.

Вследствие закономерного распределения углеродистого пигмента и других примесей, свойственного хиастолиту и сохранившегося при его перекристаллизации в кианите, в сечениях параморфоз наблюдаются различные темные правильные фигуры.

В квадратных и крестообразных поперечных сечениях параморфоз встречаются фигуры, представленные на рис. 104. Самой простой фигурой, наблюдающейся в поперечных сечениях параморфоз, является диагональный крест (рис. 104, *а*), фиксирующий следы перемещения ребер между гранями призмы {110} в процессе роста кристалла хиастолита.

Другой элементарной фигурой является темный квадрат в центре параморфоз со сторонами, параллельными сторонам квадратного сечения параморфоз (рис. 104, *б*). В продольном же разрезе параморфоз в этих случаях наблюдается фигура «песочных часов» (рис. 105). Возникновение подобных фигур связано с различной абсорбционной способностью граней

призм {110} и пинакоида {001} растущего кристалла хиастолита и с изменением режима его роста.

Углеродистый пигмент и другие нерастворимые примеси, например рутил, находящиеся во вмещающей массе породы, захватывались гранями пинакоида {001}, но отталкивались гранями призмы {110} растущего кристалла. В разное время и в различных направлениях рост кристалла

Рис. 104. Форма поперечных сечений параморфоз кианита по хиастолиту и фигуры распределения углеродистого пигмента, наблюдающиеся наиболее часто. Объяснение в тексте.

осуществлялся с различной скоростью. До известного момента рост происходил быстрее вдоль оси *C* и медленнее в направлениях, нормальных к граням призм {110}.

Начиная с этого переломного момента рост кристалла хиастолита вдоль оси *C* замедлялся или прекращался полностью, но продолжался в напра-

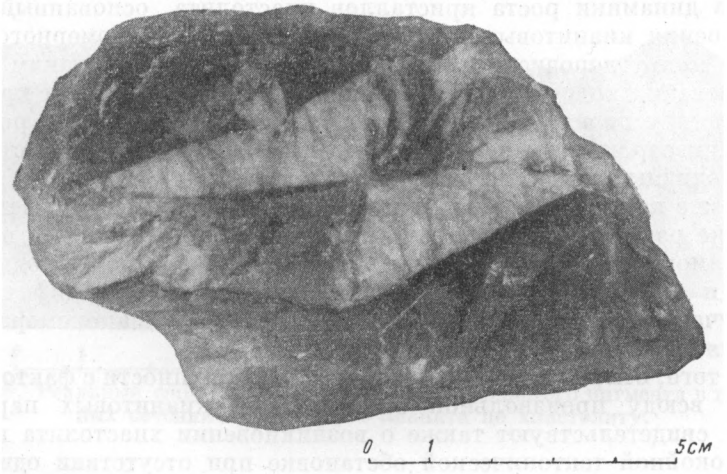


Рис. 105. Фигура «песочных часов» в продольном сечении параморфоз кианита по хиастолиту.

влениях, нормальных к граням призм {110}. При этом углеродистый пигмент обычно отодвигался нарастающими гранями призм к ребрам между ними и возникала фигура, представляющая комбинацию квадрата и темного креста (рис. 104, *в*).

В некоторых случаях в начальной стадии роста (вероятно, замедленного) кристалл хиастолита не захватывал посторонних примесей. С изменением режима его роста (возможно, с резким ускорением роста) посторонние примеси были захвачены гранями призм {110}, но затем режим изменялся вновь, и грани призм стали захватывать посторонние примеси лишь в месте стыка, т. е. на ребрах между ними. В таких случаях в поперечных сечениях параморфоз наблюдается комбинация темного квадратного контура и диагонального креста (рис. 104, *г*), а в продольных сечениях параморфоз — две темные полосы, параллельные оси *C* хиастолита.

С изменением режима роста кристалла хиастолита связано также и развитие своеобразных скелетных форм кристаллов. При достижении кристаллом некоторого критического размера рост участков граней призм {110} около общих для них ребер замедлялся или прекращался полностью при одновременном продолжении роста граней {110} в направлении, нормальном к ним. В результате возникали 4 ветви кристалла хиастолита, между которыми оставались входящие углы, и в поперечном сечении кристалл приобретал форму креста (рис. 104, *д*).

При дальнейшем росте входящие углы могли зарастать частично или полностью, но при таком зарастании следы бывшего их существования фиксируются соответствующим распределением углеродистого пигмента и прочих примесей — наличием серий темных полос или темных квадратов в углах квадратных сечений параморфоз (рис. 104, *е*, *ж*).

Наконец, еще более сложные фигуры поперечных и продольных сечений параморфоз отмечают случаи повторного роста кристаллов хиастолита, в результате которого один сформировавшийся полностью кристалл, прекративший свой рост, оказывался заключенным в новом кристалле, выросшем в гомоосевой ориентировке на первом. Поперечные сечения подобных параморфоз иллюстрируются на рис. 104, *з*.

Реальные примеры наиболее характерных фигур закономерного распределения углеродистого пигмента в поперечных сечениях параморфоз кианита по хиастолиту приведены на рис. 106.

Анализ динамики роста кристаллов хиастолита, основанный на изучении строения кианитовых параморфоз и фигур закономерного распределения в них углеродистого вещества, свидетельствует, таким образом, о возникновении подобных фигур и скелетных форм развития кристаллов хиастолита в условиях неравномерного, пульсационного их роста, при наличии анизотропии абсорбции примесей и анизотропии скоростей роста граней различных кристаллографических форм.

На это же косвенно указывает и тот факт, что в каждом отдельно взятом участке развития параморфических кианитовых сланцев в них находятся параморфозы, не только сходные по размерам, но и с одинаковым внешним и внутренним строением, определяющимся специфичным для данного участка характером крестообразных фигур закономерного распределения углеродистого пигмента.

Кроме того, отмеченные обстоятельства в совокупности с фактом наблюдающейся всюду произвольной ориентировки кианитовых параморфоз в сланцах свидетельствуют также о возникновении хиастолита в относительно спокойной тектонической обстановке при отсутствии одностороннего ориентирующего давления.

К выяснению обстановки перекристаллизации хиастолита в кианит позволяет приблизиться рассмотрение других особенностей морфологии кианитовых параморфоз, связанных уже с самим кианитом.

Кианит в параморфозах образует в большинстве случаев произвольно ориентированные лучистые параллельные и веерообразные кристаллические агрегаты с центрами кристаллизации, расположенными как внутри тела параморфоз, так и на их периферических частях. Постоянно наблюдается вырастание кристаллических агрегатов кианита за пределы внешних контуров параморфоз, во вмещающую массу породы (рис. 107).

Кианит за пределами собственно параморфоз обычно включает углеродистый пигмент сланца и поэтому имеет темный цвет в отличие от белого кианита, заместившего хиастолит.

Таким образом, перекристаллизация андалузита в кианит сопровождалась и собственным ростом кианита. Эти процессы протекали при отсутствии ориентирующего одностороннего давления, поскольку рост кианита в условиях стресса всегда обусловливает возникновение ориентированных

текстур, в то время как подобная ориентировка кристаллических агрегатов кианита внутри параморфоз и за их пределами не наблюдается.

Следовательно, представление относительно решающей роли стресса для перекристаллизации андалузита в кианит противоречит отмеченным фактам, и от него следует отказаться.

Физиография кианита параморфоз должна быть дополнена характеристикой его окраски. На дневной поверхности собственная окраска кианита

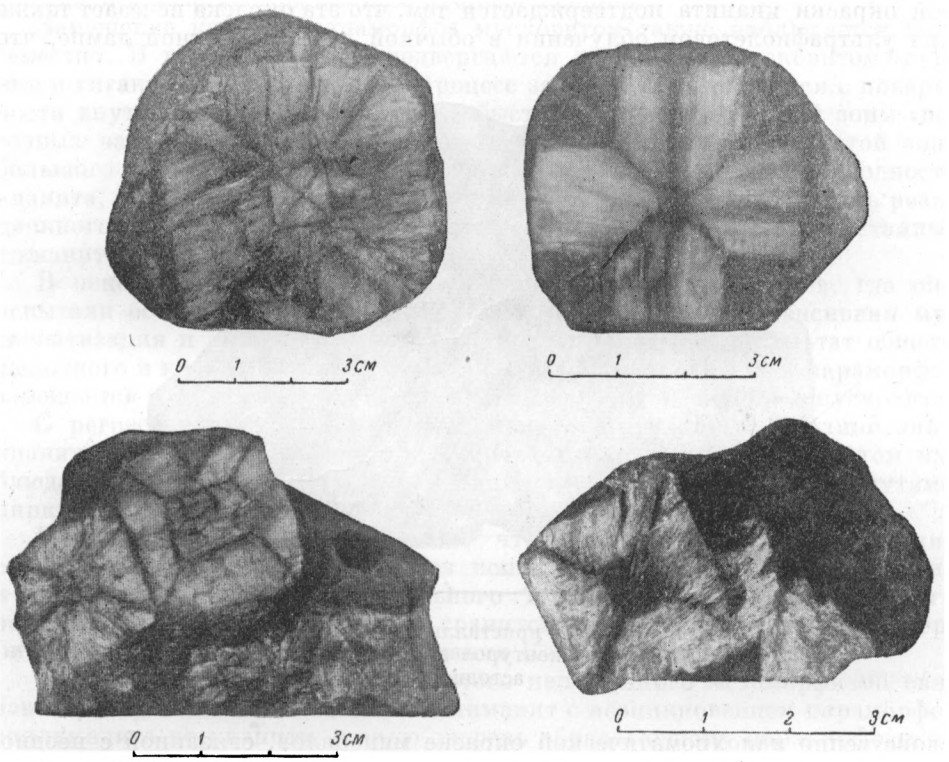


Рис. 106. Реальные фигуры распределения углеродистого пигмента в поперечных сечениях параморфоз кианита по хиастолиту.

параморфоз чисто белая, но в свежем изломе параморфоз кианит обнаруживает относительно интенсивную розовую окраску, быстро исчезающую под воздействием солнечного света.

В темноте розовая окраска кианита параморфоз сохраняется неопределенно долгое время. В то же время попытка восстановить розовую окраску обесцвеченного под влиянием солнечного света кианита параморфоз облучением радием не привела к положительным результатам.

Следовательно, отмеченное изменение окраски кианита параморфоз, по-видимому, является необратимым. Природа неустойчивой розовой окраски кианита параморфоз не вполне ясна. В минералогической литературе описания подобного типа окраски кианита мы не нашли. А. Е. Ферсман (1936), приводя примеры минералов с окраской неизвестного происхождения или с окраской стереохроматического типа, розового кианита не упоминает.

В качестве одного из примеров идиохроматических окрасок А. Е. Ферсман отмечает голубой кианит, связывая его окраску с присутствием хрома. Вероятно, и розовую окраску кианита параморфоз следует отнести к типу идиохроматической, но обязанной не присутствию хромофоров, а связан-

ной с неоднородностью, неупорядоченностью кристаллической решетки, возникшей в результате неполной, прошедшей не до конца перестройки кристаллической решетки андалузита при его перекристаллизации в кианит.

Упорядочение кристаллической решетки кианита параморфоз под воздействием ультрафиолетовых лучей солнечного спектра сопровождается исчезновением окраски.

Вероятность сделанного предположения о природе розовой неустойчивой окраски кианита подтверждается тем, что эта окраска исчезает также при ультрафиолетовом облучении в обычной люминесцентной лампе, что

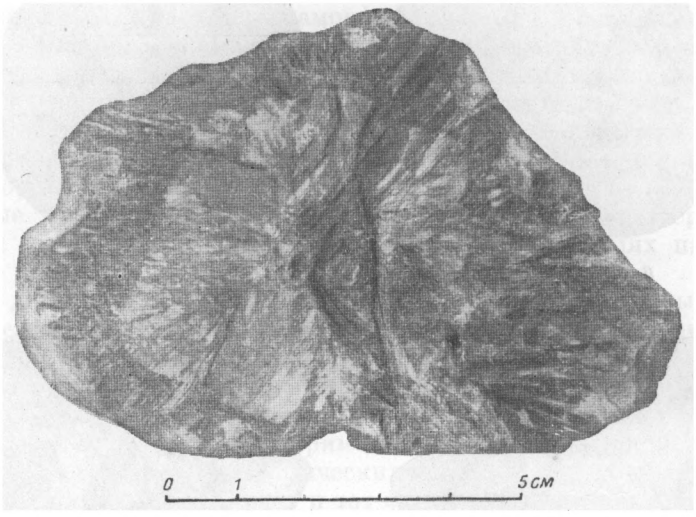


Рис. 107. Вырастание кристаллических агрегатов кианита за пределы внешних контуров параморфоз кианита по хиастолиту.

свойственно идиохроматической окраске минералов, связанной с неоднородностью их кристаллических решеток. Следует добавить, что белый кианит параморфоз люминесцирует ярким малиново-красным цветом. Оптические константы белого кианита параморфоз приведены в табл. 33.

Химический состав кианита параморфоз отличается минимальным содержанием титана, железа и других элементов—примесей. В то же время тщательная отборка минерала не позволяет освободиться от мельчайших включений свободного кварца, присутствие которого обусловливает избыточное содержание кремнезема в составе кианита параморфоз и пониженное значение его удельного веса.

Результаты химического анализа и значения удельных весов кианита параморфоз из различных участков развития параморфических сланцев приведены в табл. 34.

В параморфических сланцах кианит параморфоз претерпевает разнообразные изменения. Повсеместно сланцы и заключенные в них параморфозы обнаруживают более или менее отчетливые следы механической деформации, имевшей место уже после перекристаллизации андалузита (хиастолита) в кианит, в период складчатости.

Деформация параморфоз проявляется в изгибании, перекручивании, раздавливании и рассланцевании их и может сопровождаться полной повторной перекристаллизацией кианита. На бывшую принадлежность подобных повторно перекристаллизованных сланцев к параморфическим ука-

зывает присутствие в кианите светлых, не содержащих углеродистого пигмента участков, сохранивших формы поперечных сечений параморфоз.

Деформация параморфоз, особенно крупных и гигантских, всегда сопровождается замещением кианита кварцем и мусковитом. Даже в недеформированных по внешнему виду параморфозах кианит обнаруживает сильную деформацию, проявившуюся в полисинтетическом, часто сложном двойниковании, нарушении сплошности его кристаллов, возникновении по спайности, а также в произвольных направлениях серий параллельных трещин и замещении вдоль них кианита кварцем.

Замещение кианита параморфоз мусковитом также наблюдается повсеместно. В первую очередь подвергаются замещению мусковитом крупные и гигантские параморфозы. Процесс замещения развивается с поверхности внутрь параморфоз, особенно быстро вдоль центральной зоны «песочных часов», чему, вероятно, способствовало присутствие в этой зоне большого количества посторонних включений, нарушавших однородность кианита, облегчавших доступ растворам и увеличивающих площадь реакционного взаимодействия растворов, содержащих щелочные металлы, с кианитом.

В некоторых участках развития параморфических сланцев, где они испытали особенно сильную деформацию, наблюдаются интенсивная мусковитизация и окварцевание кианита параморфоз как результат общего щелочного и кварцевого метасоматоза пород. При этом кианит параморфоз замещается полностью или почти полностью агрегатом кварца и мусковита.

С регрессивной стадией метаморфизма связана также каолинизация кианита параморфоз. Замещение кианита каолинитом или диккитом наблюдается вдоль трещин и зон срезания в сланцах, служивших путями циркуляции кремнекислых растворов, воздействовавших на кианит.

Наконец, необходимо отметить, что кианитовые параморфические сланцы и сам кианит параморфоз испытывают глубокое перерождение в результате контактово-термального и контактово-метасоматического воздействия интрузии щелочных гранитов, занимающих обширную территорию в районе западного окончания Кейв.

Так, с прогрессивной стадией этого наложенного метаморфизма связано преобразование кианита в силлиманит с возникновением параморфоз силлиманита по кианиту, в свою очередь образовавшему параморфозы по хиастолиту. Впервые подобные двойные параморфозы силлиманита по параморфозам кианита по хиастолиту в сланцах были нами встречены в районе Серповидного хребта и горы Слюдяной на западных Кейвах, а С. Н. Сусловой — в районе горы Белый бычок, где отмеченные явления выражены наиболее отчетливо.

Тонкопризматический кианит ориентированных агрегатов. Кианитовые сланцы с кианитом данного морфогенетического типа распространены наиболее широко. Индивиды тонкопризматического кианита ориентированных агрегатов представлены в них вытянутыми вдоль оси *C* таблитчатыми или призматическими кристаллами, не имеющими отчетливой собственной кристаллической огранки. Длина таких кристаллов в сланцах достигает иногда 5—6 см при толщине менее 0.5 мм, и отношение длины кристаллов к их поперечнику составляет от 50 до 100 в среднем. Кристаллы часто сдвойникованы, преимущественно по законам $\perp$ {100} и [001].

Тонкопризматические кристаллы кианита образуют морфологически довольно разнообразные агрегаты, характер и пространственная ориентировка которых обусловливают различные черты направленного строения кианитовых сланцев.

Чаще всего тонкопризматический кианит бывает собран в веретеновидные и волокнистые агрегаты, прямолинейные или различным образом изогнутые, но ориентированные параллельно друг другу.

Распространено также сноповое строение агрегатов тонкопризматического кианита, причем длинные оси «снопов» могут быть ориентированы строго параллельно друг другу или, находясь в одной плоскости, могут иметь менее отчетливо выраженную линейную ориентировку.

Реже встречаются радиальные агрегаты тонкопризматического кианита в виде плоских «солнц», располагающихся в плоскости сланцеватости

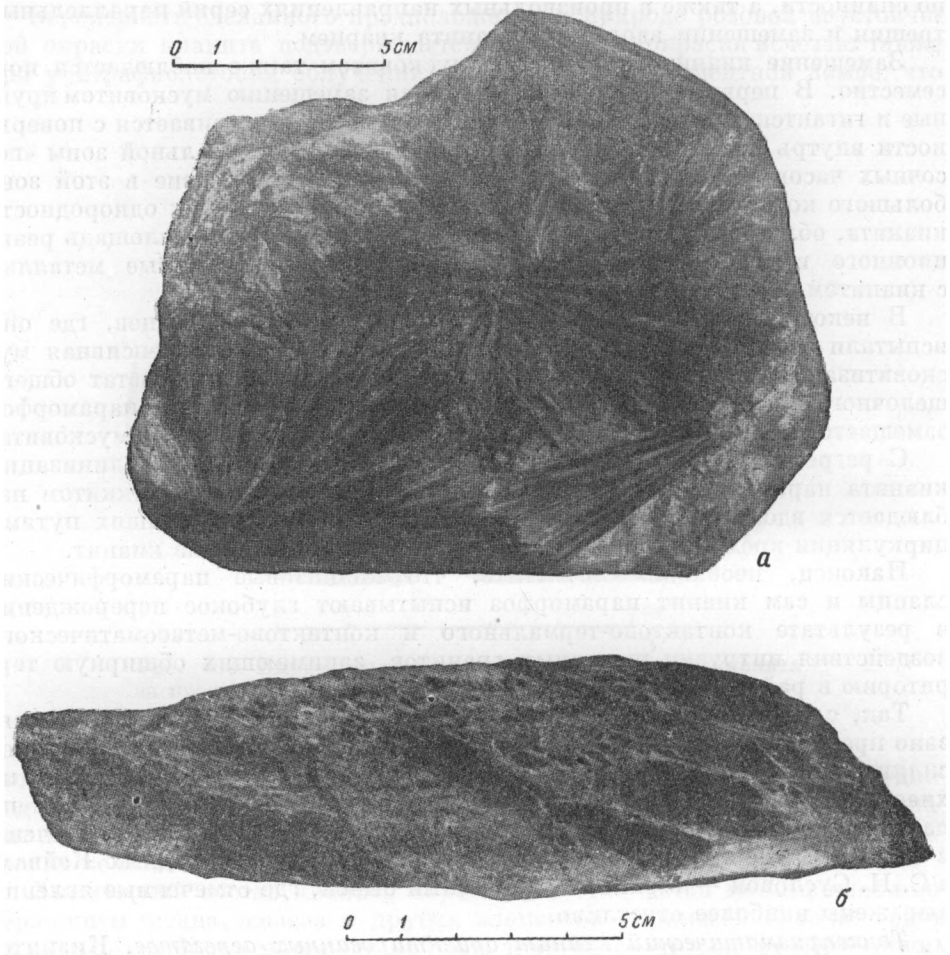


Рис. 108. Кианитовый сланец с тонкопризматическим кианитом.

а — радиально-лучистые «солнца» в плоскости сланцеватости; *б* — сноповидные агрегаты, линейно ориентированные под углом к плоскости слоевого кливажа.

пород. Характерные формы агрегатов кианита рассматриваемого морфогенетического типа представлены на рис. 108.

Морфология порфиробластических агрегатов тонкопризматического кианита и закономерная ориентировка их в сланцах с очевидностью свидетельствуют о кристаллизации кианита данного типа в условиях направленного ориентирующего давления и наличия различных по форме проявлений деформирующих сил.

Отличительной внешней особенностью тонкопризматического кианита является также его черный цвет, связанный с включением дисперсного углеродистого вещества. Последнее распределено в кианите неравномерно образуя бесчисленные мелкие кучные скопления, концентрирующиеся

преимущественно по границам между кристаллами. В центре подобных скоплений находятся мельчайшие кристаллы рутила, присутствие которых обусловливает постоянное и довольно высокое содержание двуокиси титана в химических анализах тонкопризматического кианита.

В наиболее крупных и менее загрязненных включениями кристалликах кианита под бинокулярной лупой видно, что собственная его окраска бесцветна. По своим оптическим свойствам тонкопризматический кианит практически ничем не отличается от кианитов других типов. Оптические константы тонкопризматического кианита приведены в табл. 33.

Изучение химического состава тонкопризматического кианита показывает постоянное присутствие в нем кварца, углерода (выгорающего в главной своей массе при прокаливании) и повышенное содержание двуокиси титана, которая практически полностью связана с рутилом.

Результаты химического анализа и удельный вес тонкопризматического кианита приведены в табл. 34.

Тонкопризматический кианит ориентированных агрегатов и сами содержащие его кианитовые сланцы испытывают различные по характеру, причинам и форме проявления изменения.

Из них наиболее ранние по времени связаны с контактово-метасоматическим воздействием интрузивных залежей метабазитов и частичной или полной перекристаллизацией кианита.

Во многих участках сланцы и заключенные в них ориентированные кианитовые агрегаты несут следы механической повторной деформации, происходившей при смятии кианитовых сланцев.

В силу высокой пластичности кианит легко деформируется, поэтому в процессе складкообразования в кианитовых сланцах очень часто возникает плойчатость. Веретеновидные и волокнистые агрегаты кианита обычно при этом изгибаются соответственно изгибу крыльев складочек и плоек, но кианитовые агрегаты более сложного строения, например сноповидные, нередко реагируют на происходившую деформацию не плавным изгибом, а резким изломом, как это можно видеть на рис. 34.

В прямой зависимости от степени деформации кианитовых сланцев находится интенсивность проявления в них кварцевого и щелочного метасоматоза. При щелочном метасоматозе кианит частично, очень редко полностью, замещается мусковитом. При кварцевом метасоматозе наблюдается уменьшение общего содержания кианита за счет замещения его кварцем поздней генерации. Щелочной и кварцевый метасоматоз могут проявляться раздельно или совместно, налагаясь друг на друга.

Нужно отметить, что процессы метасоматоза проявились преимущественно на заключительных этапах складчатости или даже после нее, о чем свидетельствует тот факт, что замещающие кианит кварц и мусковит часто не обнаруживают следов деформации и не имеют преимущественной ориентировки.

Наконец, существенные изменения кианитовых сланцев и тонкопризматического кианита ориентированных агрегатов связаны с наиболее поздними по времени проявления процессами повторного контактово-термально-метасоматического метаморфизма, связанного с интрузиями щелочных гранитов. Особенно широко эти процессы развиты в районе западных Кейв (Суслова, 1957). Для района центральных Кейв аналогичные изменения в сланцах под воздействием щелочных гранитов наблюдались в ограниченном масштабе на участке Серповидного хребта, Песцовой Кейвы и в замковой части синклинальной структуры Ягельурты, на горе Колокольная.

Воздействие щелочных гранитов на кианитовые сланцы проявилось в общей перекристаллизации и осветлении их за счет удаления углеродистого пигмента, частичном или полном замещении кианита силлиманитом,

с образованием параморфоз и одновременной перекристаллизацией силлиманита, а также в щелочном метасоматозе сланцев.

При общей перекристаллизации сланцев кианит тонкопризматических агрегатов испытал собирательную перекристаллизацию с образованием бесцветных идиобласт призматической или таблитчатой формы. Одновременно происходило удаление из кианита углеродистых включений. При этом ассоциирующийся с углеродистыми включениями рутил оставался в кианите в виде хорошо различимых мельчайших кристаллов.

Далее, кианит может замещаться силлиманитом, причем обычно не во всей массе породы одновременно, а в отдельных слоях, чередующихся со слоями, в которых кианит полностью сохраняется. Силлиманит может образовать параморфозы по идиобластам кианита, с сохранением бывших в кианите включений рутила, но чаще он переотлагается в мономинеральные фибробластические агрегаты, не содержащие включений рутила. Мономинеральные силлиманитовые прослои в сланце в отличие от прослоев с кианитом бывают интенсивно сплоены.

Выявленные соотношения кианита и силлиманита указывают на то, что для процесса полиморфного превращения кианита в силлиманит в данном случае одного лишь изменения температуры было недостаточно и что этот процесс осуществлялся при непременном участии растворов, проникавших вдоль плоскостей сланцеватости, особенно при послойных дифференциальных подвижках, и способствовавших превращению кианита в зонах преимущественной их циркуляции в силлиманит.

Щелочной метасоматоз сланцев происходил уже в регрессивную стадию метаморфизма. В силлиманитовых и кианито-силлиманитовых сланцах, подвергшихся щелочному метасоматозу, различаются все стадии этого процесса, вплоть до возникновения анхимономинеральных слюдяных сланцев, в которых расположение чешуйчатых агрегатов кали-натровой слюды и распределение сохранившихся включений рутила позволяют различать унаследованную (нередко плойчатую) текстуру породы.

Тонковолокнистый кианит конкреционных агрегатов. Присутствие в кианитовых сланцах своеобразных порфирокластических конкреционных агрегатов тонковолокнистого кианита впервые было отмечено П. В. Соколовым и С. Н. Немцевым при геологической съемке района тундр Воргельурта—Тавурта—Выхчурта в центральных Кейвах.

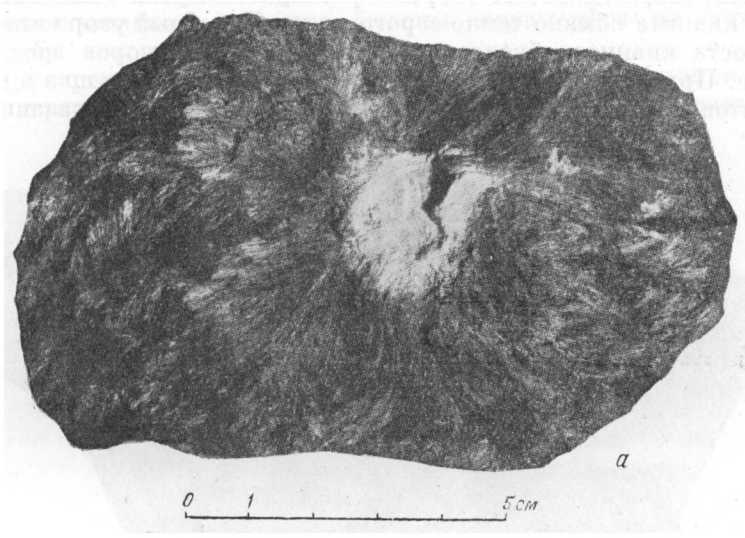
В кианитовых сланцах этого и других районов на Кейвах наблюдаются порфирокластические мономинеральные агрегаты тонковолокнистого кианита весьма разнообразной формы и строения.

Наиболее распространенными являются эллипсоидальная, реже округлая форма стяжений или конкреций. Размеры их в крупноконкреционных разновидностях сланцев достигают 10—12 см в диаметре, в среднем составляя 5—6 см. В мелкоконкреционных разновидностях сланцев стяжения кианита имеют размеры 1—2 см и менее.

Строение конкреций выявляется в их поперечном сечении (рис. 109, *а*). Центральная часть конкреций имеет обычно вид белого пятна и состоит из тонкозернистого безуглеродистого кианита. Диаметр такого центрального пятна в крупных конкрециях может достигать 1—1.5 см, но чаще он не превышает нескольких миллиметров. Во все стороны от центрального пятна расходятся тесно прилегающие друг к другу тонковолокнистые, или игольчатые, кристаллы кианита в виде сноповидных, веерных, перистых, ветвящихся и переплетающихся агрегатов, создающих подобную фибролитовой структуру тела конкреций. Вследствие присутствия углеродистого пигмента кианит конкреционных агрегатов имеет темно-серую окраску.

Внешние ограничения конкреций определяются свободным врастанием ветвящихся пучков кианитовых кристаллов во вмещающую массу породы (рис. 109, *б*).

В отдельных участках развития конкреционных сланцев, в частности в сланцах тундры Шуурурта, распространены кианитовые конкреции менее правильной формы и более сложного строения. Такие кианитовые конк-



реции могут сохранять общее изометрическое развитие, но их строение определяется ростом из одного центра нескольких отдельных расходящихся во все стороны пучков кианитовых кристаллов, причем между пучками заключены участки основной ткани породы (рис. 70).

Наряду с отмеченными формами развития конкреционных агрегатов тонковолокнистого кианита в сланцах одновременно наблюдаются конкреционные образования иных форм развития и строения.

Так, конкреционный рост кианита происходит около сульфидных обособлений в сланцах. При этом индивидуализированных конкреций не возникает, образуются сплошные кианитовые оторочки, сложенные мономинеральными пучковидными или полусферическими агрегатами тонких волокон кианита.

Рис. 109. Строение конкреционных агрегатов кианита.

а — поперечное сечение крупной конкреции с центральным светлым кианитовым пятном; *б* — свободное врастание пучков фибролитового агрегата кианита во вмещающую ткань породы на внешней поверхности ограничения конкреций. Тундра Шуурурта.

Аналогичные агрегаты полусферической или пучковидной формы возникают около многочисленных кварцево-мусковитовых прожилков, располагающихся вдоль плоскостей кливажа в породах. В этих случаях плоскости трещин, по которым циркулировали растворы, служили фактором, обусловливающим и ориентирующим рост кианита (рис. 110). Чаще всего таким путем возникают полусферические агрегаты тонковолокнистого кианита, располагающиеся вдоль кварцево-мусковитовых прожилков

вплотную друг к другу. В каждой отдельной «полуконкреции» различается центральный «ствол», несколько удлиненный в направлении, нормальном к стенке трещины, сложенный белым тонкозернистым кианитом, от которого веерообразно во все стороны расходятся пучки волокнистых кристаллов кианита обычно темно-серого цвета. Подобный узор метасоматического роста кианита обусловлен циркуляцией растворов вдоль трещин в породе. Присутствие в некоторых случаях серединного шва в кварцево-мусковитовых прожилках может служить определенным указанием на то,

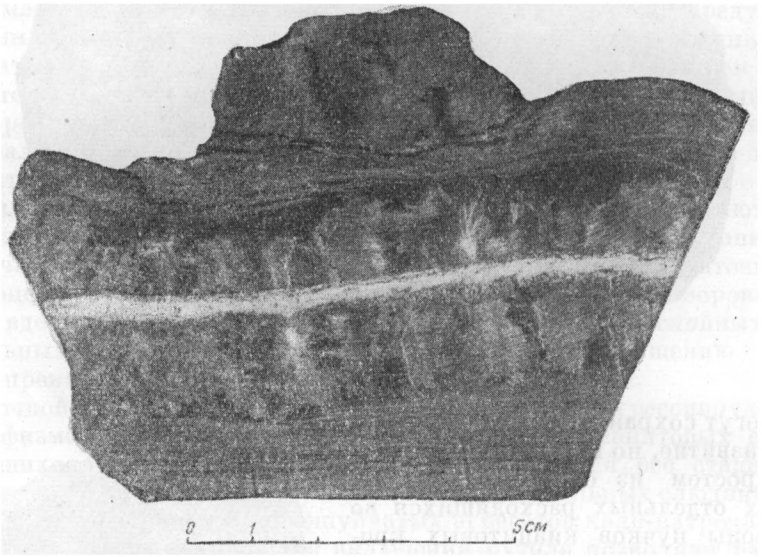


Рис. 110. Выделение кианита (полусферические конкреционные агрегаты) вдоль трещины слоевого кливажа, заполненной мусковитом и кварцем. Тундра Тяпшманюку.

что эти трещины были открытыми и циркуляция растворов вдоль них осуществлялась беспрепятственно.

Наконец, следует остановиться на рассмотрении строения и образования сложных, почти мономинеральных конкреционных агрегатов тонковолокнистого кианита, слагающих иногда целые прослои в сланцах района тундры Шуурурта и некоторых других участков. Наблюдения позволяют проследить все стадии метасоматического роста кианита и постепенного замещения им минералов основной ткани породы.

На рис. 111, *а* представлен сланец, в мелкозернистой существенно кварцевой ткани которого находятся конкреционные стяжения тонковолокнистого кианита самых причудливых очертаний, часто с неровной бухтообразной поверхностью внешних ограничений, с тенденцией роста кристаллических агрегатов кианита как вдоль плоскости сланцеватости, так и в нормальном к ней направлении. Подобные узоры роста в преобладающей по объему основной ткани породы характеризуют начальную стадию метасоматического замещения породы кианитом.

В результате дальнейшего постепенного развития метасоматоза возникает почти мономинеральная кианитовая порода, имеющая сложный узор метасоматического роста конкреционного агрегата тонковолокнистого кианита.

Не менее показательна метасоматическая природа конкреционного кианита при замещении им основной кварцевой ткани параморфического кианитового сланца. В результате прошедшего до конца процесса мета-

соматоза образуется мономинеральная кианитовая порода, в которой основная ткань, вмещавшая кианитовые параморфозы по хиастолиту, оказывается полностью замещенной черным тонковолокнистым кианитом при сохранении квадратно-призматических очертаний агрегата белого перекристаллизованного кианита бывших параморфоз по хиастолиту (рис. 111, *б*).

Суммируя результаты наблюдений в отношении образования конкреционных агрегатов тонковолокнистого кианита, можно сделать вывод,

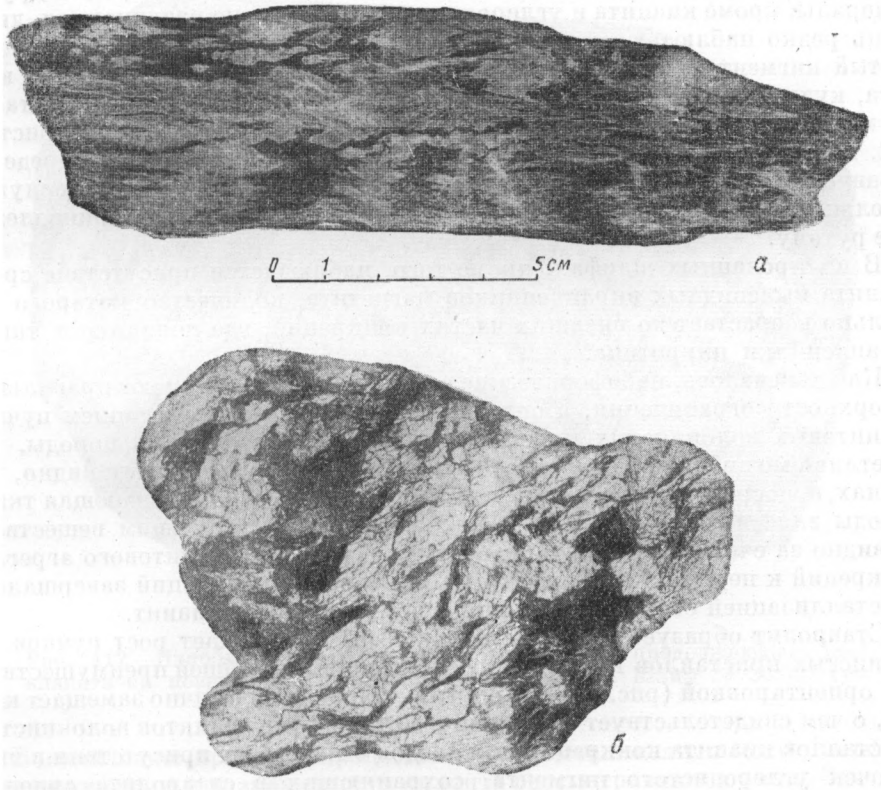


Рис. 111. Кианитовые сланцы с узорами метасоматического роста конкреционных агрегатов кианита.

а — начальная стадия метасоматического замещения породы кианитом; *б* — мономинеральная кианитовая порода с сохранившимися реликтами параморфоз кианита по хиастолиту. Тундра Шуурурта.

что оно осуществлялось метасоматическим путем из межпоровых растворов, а также из растворов, свободно циркулировавших вдоль трещин в породах, при полном отсутствии проявления стресса как фактора минералообразования вообще и как фактора направленного роста кианита конкреций, в частности.

Деформация пород, предшествовавшая образованию в сланцах конкреционного кианита и проявившаяся в грануляции, рассланцевании основной ткани сланцев, возникновении многочисленных трещин, в том числе и открытых, лишь способствовала проникновению по этим обособленным зонам растворов, обусловивших развитие процессов метасоматоза.

При микроскопическом изучении кианитовых конкреций дополнительно выделяются детали их внутреннего строения.

В шлифах из центральных частей крупных конкреций и в шлифах из отдельных мелких конкреций можно видеть, что центральные их белые пятна состоят из скопления изометричных или короткопризматических зерен кианита, не содержащих углеродистого пигмента. По мере удаления от центра кианит приобретает удлиненнопризматический, игольчатый, затем волокнистый габитус. Концы волокон, расщепляясь, образуют новые центры кристаллизации пучковидных, веерных и перистых агрегатов, взаимно прорастающих друг друга. Кианит запылен углеродистым веществом.

В прозрачных шлифах в проходящем свете внутри конкреций другие минералы, кроме кианита и углеродистого пигмента, не различаются, лишь очень редко наблюдаются идиобласты ставролита. Непрозрачный углеродистый пигмент распределяется по границам отдельных кристаллов кианита, куда он выталкивался по мере роста каждого отдельного кристалла и в меньшей мере вдоль трещин спайности и двойниковых швов в кристаллах. В сходящемся свете заметно, что углеродистый пигмент распределен неравномерно и часто образует скопления, узелки, центром которых служат отдельные мельчайшие удлиненные зерна или скопления их, принадлежащие рутилу.

В полированных шлифах, кроме того, наблюдается присутствие среди кианита пылевидных вкрапленников магнетита, количество которого несколько возрастает во внешних частях конкреций, где появляются также вкрапленники пирротина.

Как отмечалось, периферические части конкреций не имеют правильной поверхности ограничения, а определяются свободным врастанием пучков кианитовых волокнистых кристаллов во вмещающую ткань породы, что отчетливо можно видеть на рис. 109*б*. На этой же иллюстрации видно, что в зонах, непосредственно прилегающих к телу конкреций, вмещающая ткань породы заметно обогащается углеродистым пигментирующим веществом, очевидно за счет отталкивания его в процессе роста кианитового агрегата конкреций к периферии. Очень часто образование конкреций завершалось кристаллизацией ставролита, сменявшего во времени кианит.

Ставролит образует идиобласты и как бы продолжает рост пучков волокнистых кристаллов кианита в соответствии с их общей преимущественной ориентировкой (рис. 112). При этом ставролит частично замещает кианит, о чем свидетельствует сохранение в ставролите реликтов волокнистых кристаллов кианита конкреций или следов бывшего их присутствия в виде цепочек углеродистого пигмента, сохраняющих в ставролите ориентировку, унаследованную от агрегата кианитовых кристаллов конкреций. Оптические свойства кианита конкреций приведены в табл. 33.

С целью установления особенностей химического состава кианита конкреций были сделаны анализы двух образцов. Предварительной обработкой электромагнитом материал в одном из образцов (обр. 126/19) был освобожден от возможных случайных примесей ставролита, магнетита и пирротина; другой образец (обр. 11/50) такой обработке не подвергался. Результаты химических анализов приведены в табл. 34.

Углеродистое вещество при химическом анализе, как и во всех других образцах кианита, определялось путем длительного прокаливания навески в пламени паяльной горелки, в процессе которого углерод выгорал. Кианит при этом приобретал белый цвет. Содержание углеродистого вещества принималось равным разнице в весе до и после прокаливания.

Как следует из данных, приведенных в табл. 34, содержание кремнезема и глинозема в кианите конкреций весьма близко отвечает его теоретическому содержанию (с учетом присутствия в образцах углеродистого вещества). При этом роль примесей — железа, титана и пр. — невелика. Таким образом, устанавливается, что сам кианит конкреций по своему хи-

мическому составу исключительно чистый и содержание примесей в почти мономинеральном кристаллическом агрегате (кроме углеродистого вещества) тонковолокнистого кианита конкреций минимальное.

Конкреционные агрегаты кианита, плотные и вязкие в силу их спутанно-волокнистого строения, обнаруживают повышенную устойчивость к внешним механическим и химическим воздействиям, которые проявляются лишь в зонах интенсивного повторного рассланцевания пород и в контактных зонах пластовых интрузивных залежей метабазитов.

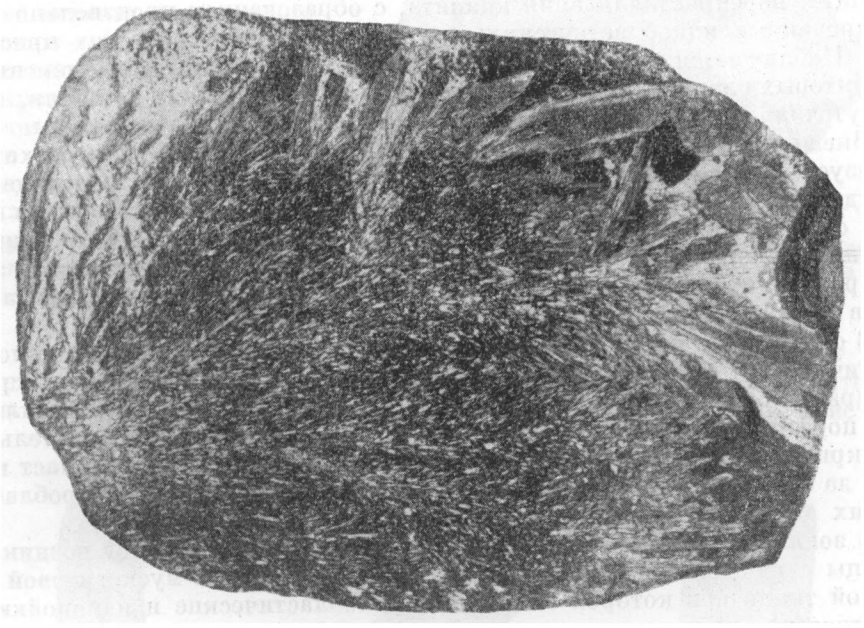


Рис. 112. Идиобластическое развитие ставролита, продолжающего рост кианита на поверхности конкреционных агрегатов. Шлиф № 256/22 (ув. 12, без анализатора).

Возникавшие при этих процессах перекристаллизации новые морфогенетические типы и разновидности кианита рассматриваются ниже. Здесь же отметим, что в некоторых, в общем редких случаях вдоль трещиноватых зон на заключительных этапах процессов минералообразования кианит конкреций подвергался каолинизации. При этом по кианиту возникали частичные или полные псевдоморфозы минералов группы каолинита. Кроме того, в крупноконкреционных разновидностях кианитовых сланцев наблюдается пересечение конкреционных агрегатов кианита трещинами, вдоль которых проникают сульфиды и поздний кварц.

В целом процессы изменения кианита конкреционных агрегатов выражены слабо.

Идиобластический кианит из зон контактов с метабазитами. Кианит из контактных зон с метабазитами как самостоятельный морфогенетический тип был подробно описан ранее (Бельков, 1959).

Кианитовые сланцы свиты кейв испытывают существенные изменения своего состава и строения в зонах контактов с мощными и протяженными интрузивными залежами метабазитов (разнообразными амфиболитами). Мощность зон отчетливых контактных изменений кианитовых сланцев (преимущественно сланцев с тонкопризматическим кианитом ориентированных агрегатов — в южном, и параморфических кианитовых сланцев —

в северном крыле Кейвского синклинория) достигает нескольких метров в лежачих и до 50—60 м в висячих боках интрузивных залежей метабазитов.

В контактовых зонах сланцы испытывают трансформацию своего состава в результате метасоматоза и, кроме того, перекристаллизацию, определявшуюся также термальным воздействием интрузий метабазитов.

Признаки контактного изменения кианитовых сланцев следующие: осветление, значительное возрастание содержания мусковита и плагиоклаза (андезина) при одновременном уменьшении содержания кварца и кианита, перекристаллизация кианита, с образованием произвольно ориентированных идиобластических или идиопойкилобластических кристаллов. Наблюдается отчетливая зональность в приконтактовом изменении кианитовых сланцев. В общем случае различаются 3 зоны: внешняя, промежуточная и зона непосредственного контакта с метабазитами.

Внешняя зона приконтактного изменения кианитовых сланцев характеризуется их осветлением за счет выноса из них углеродистого вещества (придающего неизмененным породам темно-серый до черного цвет) в первую очередь из тонкозернистой мусковито-кварцевой основной ткани и в меньшей мере из кианита. Перекристаллизация последнего в этой зоне не происходит, т. е. сохраняется морфология порфиробластических агрегатов кианита, свойственных данному текстурному типу сланца.

В следующей, промежуточной зоне наряду с полным осветлением пород увеличивается содержание мусковита до степени преобладания его среди минералов основной ткани пород, а также наблюдается перекристаллизация порфиробластических агрегатов кианита. В процессе собирательной перекристаллизации происходит рост более крупных порфиробласт кианита за счет более мелких с постепенным преобразованием порфиробластических агрегатов в идиобласты.

В зонах непосредственных контактов с телами метабазитов возникают сланцы с существенно мусковитовой или плагиоклазо-мусковитовой основной тканью, в которой заключены идиобластические и идиопойкилобластические кристаллы кианита. Размеры, форма, ориентировка кианитовых идиобласт в контактных сланцах весьма разнообразны.

В районах западного и восточного окончания полосы кианитовых сланцев свиты кейв кианитовые сланцы в контактах с относительно редкими пластовыми телами метапироксенитов превращены в своеобразные породы, существенными составными частями которых являются основной плагиоклаз (лабрадор), кварц, кианит и силлиманит, нередко также ставролит. В этих породах, слагающих зоны непосредственных контактов мощностью 2—3 м, кианит образует гигантские идиопойкилобласты, собранные в плоские лучистые или лапчатые агрегаты, лежащие в плоскости сланцеватости породы.

Размер идиопойкилобласт кианита в отдельных случаях достигает 0.5 м в длину. Голубовато-серый цвет кианита различных оттенков, повидимому, обусловлен присутствием множества пойкилитовых включений плагиоклаза и кварца, а также зерен рутила и других минералов.

Идиобласты кианита иногда бывают разорваны и растащены (будинированы), а межбудинные промежутки выполнены белым силлиманитом и кварцем. Силлиманит частично замещает кианит. Следовательно, силлиманит здесь является более низкотемпературным минералом, чем кианит, испытавший предшествовавшую перекристаллизацию под влиянием основных интрузий.

Наиболее часто и повсеместно в Кейвах в зонах непосредственных контактов с интрузивными залежами метабазитов возникают более или менее обедненные кианитом идиобластические сланцы с существенно мусковитовой или мусковито-полевошпатовой основной тканью, в которой за-

ключены крупные, иногда с прекрасно образованными гранями идиобласт кианита (рис. 113).

Размер кристаллов в среднем не превышает в длину 10—15 см, хотя отдельные индивиды достигают 20—25 см вдоль третьей кристаллографической оси. Габитус кристаллов удлиненный, таблитчатый, толстотаблитчатый до призматического вследствие преимущественного развития граней первого и второго пинакоидов — m {100} и t {010}. На всех нормально образованных кристаллах присутствуют конечные грани v {0$\bar{1}$0}. Нередко встречаются кристаллы, конечные грани которых принадлежат третьему пинакоиду — p {001}. Присутствие этих граней, представляющих плоскости скольжения, обязано механическим причинам, связанным с динамическими напряжениями, имевшими место уже после окончания роста кристаллов кианита, в процессе складчатости свиты кейв. С аналогичными причинами связаны деформации кристаллов — чаще всего образование изгибов с криволинейной поверхностью вокруг оси [010].

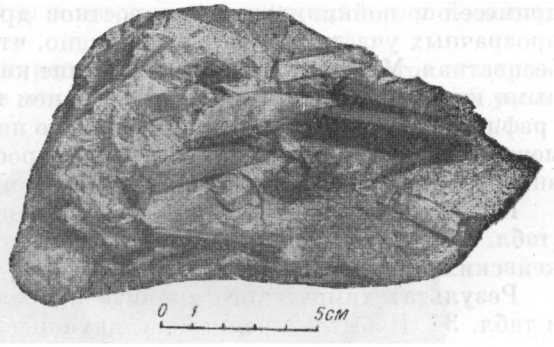


Рис. 113. Кианитовый идиобластический сланец из контакта с телом метабазитов. Тундра Колокольная.

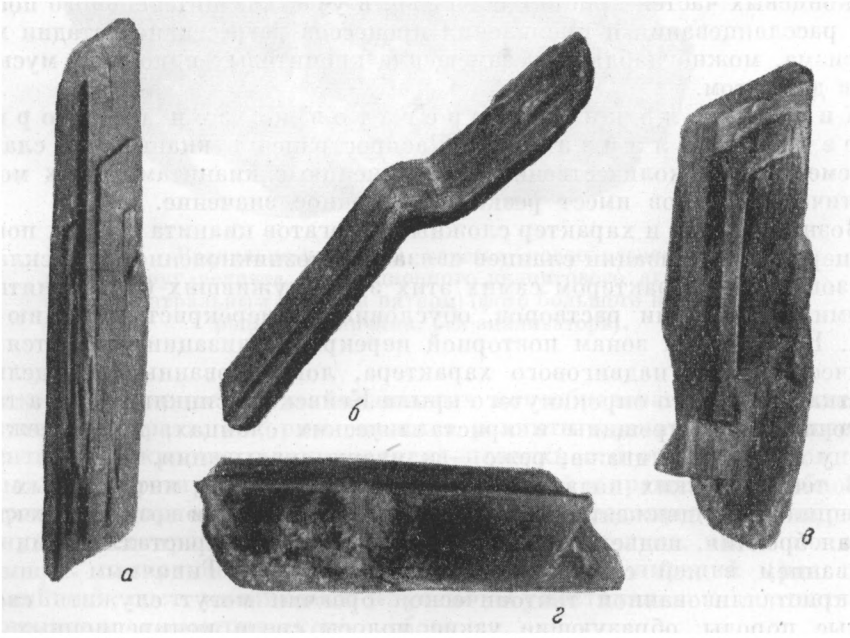


Рис. 114. Характерные типы развития и деформации кристаллов кианита.

а — индивидуальный кристалл; *б* — деформированный кристалл; *в* — параллельные сростки кристаллов; *г* — двойники по закону [001].

Кристаллы кианита в подавляющем большинстве образуют простые, реже полисинтетические двойники. Преобладают двойники по закону

$\perp m$ {100}, менее распространены двойники по закону [001] и параллельные срастания кристаллов. Характерные формы развития кристаллов кианита из контактных зон с метабазитами представлены на рис. 114.

Кианит из контактных зон с метабазитами обычно обладает светлой зеленовато-серой окраской, связанной с присутствием пигментирующих примесей и пойкилитических вростков других минералов. В отдельных прозрачных участках кристаллов видно, что собственная окраска кианита бесцветная. Микроскопическое изучение кианита показывает, что постоянными пигментирующими примесями в нем являются мельчайшие чешуйки графитоида и зерна рутила. Характерно неоднородное распределение пигментирующих примесей по пирамидам роста кристаллов, обусловленное анизотропией абсорбционных свойств в процессе их роста.

По оптическим свойствам кианит из зон контактов с метабазитами (табл. 33) не отличается от кианита других морфологических типов из кейвских кианитовых сланцев.

Результат химического анализа идиобластического кианита приведен в табл. 34. Избыток кремнезема, двуокись титана и летучие компоненты связаны с присутствием механических примесей кварца, рутила и графитоида (выгорающего при прокаливании). Удельный вес анализированного кианита понижен (d=3.557), что обусловлено примесью кварца.

Идиобластический кианит из контактных зон по сравнению с кианитом других морфогенетических типов подвергается меньшим изменениям, вероятно в силу относительно малой удельной поверхности кристаллов. Обычно наблюдается лишь некоторое разъедание и замещение мусковитом концевых частей кристаллов. Реже, в участках интенсивного повторного рассланцевания и проявления процессов регрессивной стадии метаморфизма, можно наблюдать замещение кианитовых идиобласт мусковитом и диккитом.

Кианит сложных агрегатов из зон повторной перекристаллизации. Распространен в кианитовых сланцах повсеместно, но количественно по сравнению с кианитами иных морфогенетических типов имеет резко подчиненное значение.

Возникновение и характер сложных агрегатов кианита в зонах повторной перекристаллизации сланцев связаны с возникновением при складкообразовании и характером самих этих зон, служивших благоприятными путями циркуляции растворов, обусловивших перекристаллизацию кианита. К подобным зонам повторной перекристаллизации относятся тектонические зоны надвигового характера, локализованные в отдельных участках северного опрокинутого крыла Кейвского синклинория, а также многочисленные трещины в кристаллических сланцах, принадлежащие к типу слоевого кливажа, реже — кливажа скалывания.

В тектонических надвиговых зонах в результате интенсивных дифференциальных движений внутри кианитовых сланцев возникла тектоническая брекчия, подвергавшаяся впоследствии перекристаллизации с образованием в ней сложных агрегатов кианита. Типичным примером перекристаллизованной тектонической брекчии могут служить своеобразные породы, образующие узкие полосы среди конкреционных кианитовых сланцев тундры Тяпшманюку и района тундры Кыкманюку.

Эти породы представляют собой сильно перемятые, сплоенные, развальцованные конкреционные кианитовые сланцы, насыщенные кварцевыми и кварцево-мусковитовыми прожилками и заключающие в себе как реликты перетертых кианитовых конкреций, так и новообразования кианита. Последние разнообразны по своей морфологии и особенно хорошо развиты в участках наиболее сильной перекристаллизации тектонической брекчии.

Главная масса новообразованного кианита выделяется в виде более или менее уплощенных согласно со сланцеватостью радиально-лучистых агрегатов таблитчатых кристаллов — кианитовых «солнц» (рис. 74). Центром, от которого в радиальных направлениях расходятся клиновидно расширяющиеся и свободно врастающие в породу кристаллы кианита, обычно служат реликты конкреционных спутанно-волокнистых агрегатов кианита.

Особенности строения таких радиально-лучистых агрегатов и строения самих пород, заключающих эти агрегаты, позволяют судить об условиях их формирования.

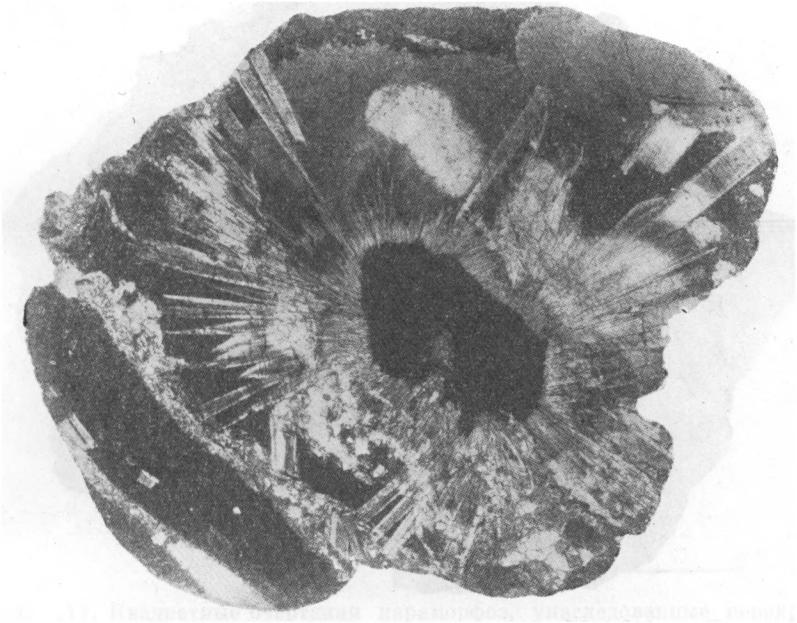


Рис. 115. Радиально-лучистый агрегат новообразованного кианита вокруг реликта конкреционного кианитового агрегата (темный, с центральным светлым пятном) (фото большого шлифа; натуральная величина, без анализатора).

Так, направление роста кианитовых новообразований определялось наличием субстрата, которым служили реликты кианитовых конкреций. Ориентировка кристаллов кианита на поверхности этих реликтов, возникшая при перетирании кианитовых конкреций и вращении их обломков во время повторного рассланцевания пород, предопределяла первоначальную ориентировку кристаллов кианитовых «солнц», часто по касательной к поверхности округленных реликтов конкреций (рис. 115). Дальнейший рост кианитовых «лучей» осуществлялся в соответствии с принципом геометрического отбора.

Рост кристаллов кианита радиально-лучистых «солнц» происходил в механически резко анизотропной среде, вследствие чего в плоскости сланцеватости они росли в более свободных условиях и быстрее, чем в направлении, нормальном к плоскости сланцеватости. При этом радиально-лучистый агрегат в целом приобретал не сферическую, а уплощенную дискообразную форму.

Рост кристаллов кианита, очевидно, совершался относительно медленно, что обусловило крупные размеры кристаллов и пониженное содержание посторонних включений, от которых в процессе роста кри-

сталлы успевали частично освободиться путем отталкивания их. В частности, кристаллы кианита радиально-лучистых «солнц» содержат заметно меньше углеродистого пигмента, чем кианит конкреционных агрегатов.

По времени и условиям своего образования кианит радиально-лучистых «солнц» отличается не только от кианита конкреционных агрегатов, но и от идиобластического кианита контактных зон с метабазитами. Кианит радиально-лучистых «солнц», выделяясь в посттектоническую стадию, не обнаруживает следов механической деформации или химиче-

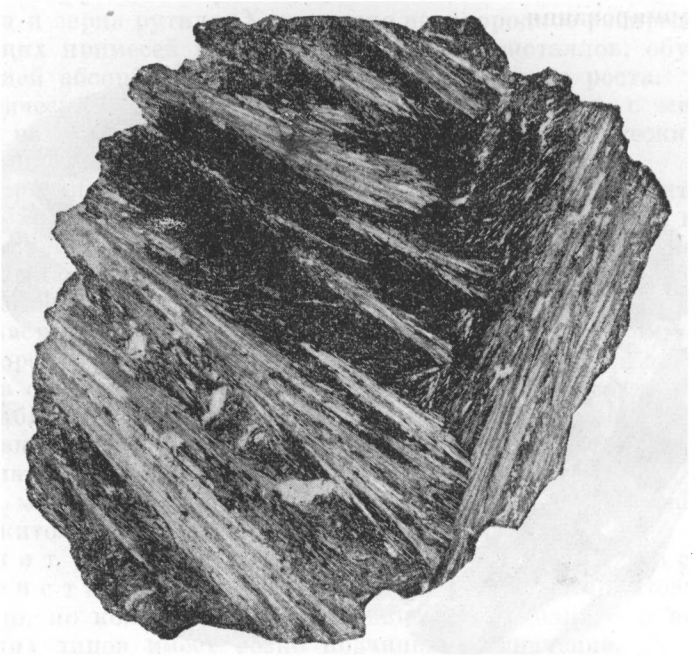


Рис. 116. Образование сноповидно-лучистых агрегатов белого волокнистого кианита путем перекристаллизации конкреционного кианита (темный, тонкоигольчатый и фибролитовый). Шлиф № 206/20 (ув. 5, без анализатора).

ских превращений. В то же время сохранившиеся реликты идиобластических кристаллов кианита, встречающиеся в перекристаллизованной тектонической брекчии наряду с неизмененным кианитом радиально-лучистых солнц, несут на себе следы механической деформации (происходившей при повторном рассланцевании и брекчировании сланцев) и интенсивного замещения мусковитом и каолинитом.

С наиболее поздней стадией процессов перекристаллизации, развитых в тектонических надвиговых зонах, связан кианит другой своеобразной морфологической разновидности — в виде сноповидно-лучистых агрегатов волокнистых кристаллов, почти не содержащих углеродистого вещества и имеющих поэтому белый цвет. Его нахождение приурочено к участкам тектонических зон, где, по-видимому, особенно легко циркулировали растворы, производившие переотложение кварца в многочисленных открытых трещинах и перекристаллизацию кианита конкреционных агрегатов (рис. 116).

Характерно, что рост перекристаллизованного кианита осуществляется преимущественно в направлении, нормальном к плоскостям рассланцевания, причем часть сноповидно-лучистых агрегатов пересекает

при этом прожилки кварца, другая же их часть сечется, в свою очередь, прожилками кварца. Следовательно, отложение кварца и кианита данной морфологической разновидности происходило практически одновременно в тектонически мобильной среде в наиболее позднюю стадию минералообразования.

С этой же стадией минералообразования связана повторная перекристаллизация кианита в тектонических трещинах типа слоевого кливажа и кливажа скалывания с образованием кварцево-кианитовых и кварце-

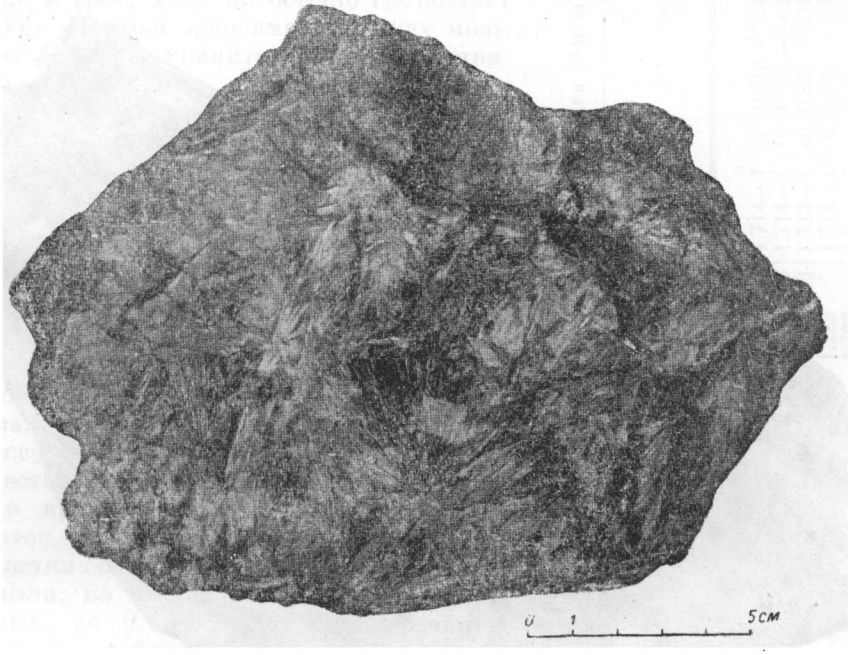


Рис. 117. Квадратные очертания параморфоз, унаследованные перекристаллизованным кианитом околожильной оторочки в кианитовом параморфическом сланце. Тундра Безымянная.

вых жил с кианитовыми оторочками. В собственно кианитовых сланцах кварцевые и кварцево-кианитовые жилы относительно мало распространены по сравнению с другими породами. Тем не менее они представляют достаточно типичное явление.

Не рассматривая здесь морфологию кварцевых и кварцево-кианитовых жил и детали процессов их формирования, остановимся на морфологических особенностях самого кианита.

Следует различать кианит околожильных оторочек, или зон перекристаллизации кианитовых сланцев, вмещающих кварцевые и кварцево-кианитовые жилы, и переотложенный кианит внутрижильных оторочек.

Околожильные оторочки перекристаллизации кианитовых сланцев возникают как следствие метаморфической (метасоматической) дифференциации, или околотрещинного метасоматоза (Коржинский, 1946). Перекристаллизация кианита осуществляется одновременно с выносом из кианитового сланца в полость трещины кварца, в результате чего около кварцевых жил образуются почти мономинеральные кианитовые оторочки, мощность которых достигает в некоторых случаях 1—2 м, составляя обычно несколько десятков сантиметров.

Чаще всего в околожильных оторочках перекристаллизованный кианит встречается в форме веретеновидных или шестоватых агрегатов

волокнистых кристаллов, ориентированных нормально к плоскости трещин. При этом малоподвижные минеральные компоненты кианитовых сланцев — графитоид и рутил, накапливающиеся в породе околожильных оторочек, образуют скопления между агрегатами кристаллов кианита. Кианит встречается также в форме сноповидных агрегатов волокнистых кристаллов, центры кристаллизации которых располагаются вдоль главной трещины или вдоль трещин, сопровождающих главную трещину.

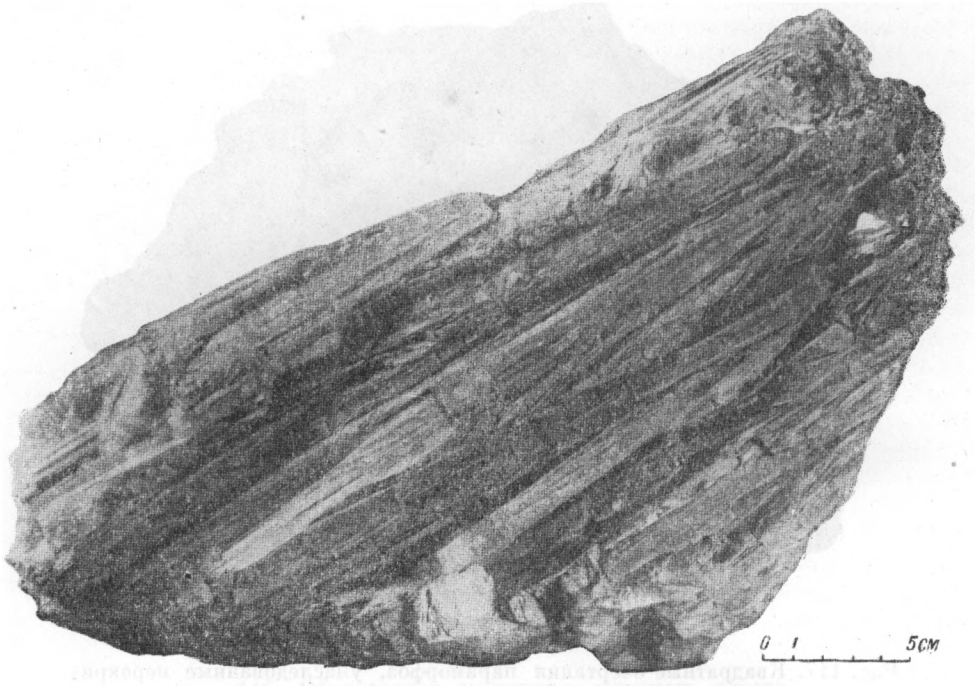


Рис. 118. Голубой кианит внутрижильных оторочек кварцевых жил. Серповидный хребет.

В параморфических кианитовых сланцах в околожильных кианитовых оторочках кианит обычно образует радиально-лучистые агрегаты. Замечательной особенностью кианита этих агрегатов является унаследование им характера распределения графитоида в соответствии с тем, которое существовало в параморфическом сланце до его замещения кианитом. При этом новообразованный кианит, в своей массе имеющий темную окраску (вследствие включения графитоида, находящегося в основной кварцево-слюдистой ткани параморфического сланца), сохраняет четкие квадратные очертания бывших параморфоз, лишенных углеродистого пигмента (рис. 117).

Запечатленные подобным образом в мономинеральном кианитовом агрегате существенные черты строения замещенной породы (параморфического кианитового сланца) служат прекрасным примером, еще раз подтверждающим метасоматическое происхождение кианита околожильных оторочек.

В большинстве кварцевых жил, залегающих в кианитовых сланцах, жильный кварц непосредственно и резко граничит со стенками трещин. Вместе с тем в кварцево-кианитовых жилах между кварцевым телом жилы и ее стенками располагаются внутрижильные кианитовые оторочки,

в которых агрегаты удлиненных таблитчатых клиновидно расширяющихся кристаллов кианита нарастают на стенках трещин и в соответствии с принципом геометрического отбора продолжают свой рост внутрь полости трещин, свободно врастая в кварц. Ширина этих оторочек и, следовательно, длина отдельных кристаллов кианита достигает 0.5 м (рис. 118), но обычно составляет 10—15 см. Прямой зависимости между мощностью кварцево-кианитовых жил и шириной внутрижильных оторочек не наблюдается.

Кианит внутрижильных оторочек иногда имеет белую окраску, но чаще окрашен в голубой цвет. При этом голубая окраска кианита распределена неравномерно: центральная часть кристаллов окрашена в интенсивно-голубой или темно-синий цвет, внешние их части имеют бледно-голубую окраску.

Кианит сложных агрегатов из зон повторной перекристаллизации отличается минимальным содержанием посторонних примесей, что вполне понятно. Небольшое количество графитоида, захваченное кианитом во время роста их кристаллических агрегатов, распределяется чаще всего по плоскостям спайности в кианите в виде тонкой пыли, но иногда в форме относительно крупных, до 0.1—0.2 мм в поперечнике, скоплений чешуек. Рутил в кианите полностью отсутствует.

Оптические свойства кианита данного морфогенетического типа (табл. 33) не отличают его от кианитов других типов.

Для всех разновидностей кианита из зон повторной перекристаллизации также свойственны близость их химического состава к теоретическому и присутствие минимального количества посторонних, чуждых самому кианиту примесей, а также изоморфных примесей. Наиболее «чистым» оказался голубой кианит из кварцевых жил. Кианит радиально-лучистых агрегатов из перекристаллизованной тектонической брекчии, а также и сноповидно-лучистых агрегатов содержит некоторое количество примесей, главным образом тонкораспыленного графитоида и рутила. Результаты химического анализа кианитов рассмотренных разновидностей приведены в табл. 34.

Из процессов изменения кианита рассматриваемого морфогенетического типа характерно замещение голубого кианита кварцевых жил светло-зеленой слюдой мусковит-

Таблица 33

Оптические константы кианитов различных морфогенетических типов из кианитовых сланцев свиты кейв

Разновидности кианита	Число измерений	Показатели преломления			$Ng - Np$	Угол	
		Ng	Nm	Np		с Ng	$-2V^+_+$
Кианит параморфоз по хиастолиту	5	1.727—1.729	1.722—1.723	1.714—1.715	0.013—0.014	26—29°	79—81°
Тонкопризматический кианит ориентированных агрегатов . .	6	1.726—1.728	1.722—1.723	1.714—1.716	0.011—0.013	26—29	80—81
Кианит конкреционных агрегатов	4	1.726—1.728	1.722—1.723	1.713—1.716	0.012—0.013	28—32	78—82
Кианит из контактных зон с метабазитом	3	1.726—1.727	1.723	1.714—1.716	0.012—0.013	29—32	80—82
Кианит из зон повторной перекристаллизации	3	1.726	1.722	1.714—1.715	0.011—0.012	29—31	80—81

Таблица 34

Химический состав кианита различных морфогенетических типов из кианитовых сланцев свиты кейв

Компоненты	Весовые проценты											
	обр. 60/51	обр. 378/50	обр. 158/19	обр. 58/51	обр. 34/54	обр. 316/50	обр. 11/50	обр. 126/19	обр. 88/54	обр. 95/19	обр. 99/19	обр. 40/51
SiO_2	41.89	41.98	38.10	37.10	37.80	37.65	35.20	35.60	41.25	36.06	36.72	36.52
TiO_2	0.00	0.00	0.03	0.26	0.52	0.46	0.26	0.19	0.61	0.73	0.05	0.02
Al_2O_3	58.00	57.15	60.64	61.50	59.42	58.18	61.55	60.05	57.43	61.31	61.64	63.30
Fe_2O_3	0.20	0.32	0.29	0.19	0.00	0.49	0.74	0.29	0.18	0.08	0.45	0.14
FeO	—	—	0.14	—	0.14	0.00	—	0.14	—	0.28	0.14	0.00
MgO	0.08	—	0.00	—	0.00	0.11	0.00	0.04	—	0.06	0.04	0.02
CaO	0.08	—	0.44	—	0.22	0.12	0.15	0.18	—	0.36	0.18	0.08
MnO	—	—	0.00	—	0.00	0.00	0.00	0.00	—	0.00	0.00	0.00
Na_2O	—	0.00	0.01	—	0.02	0.23	0.00	0.02	—	0.01	0.01	0.00
K_2O	—	0.00	0.00	—	0.10	0.03	0.00	0.00	—	0.00	0.00	0.00
H_2O^-	0.03	0.00	0.00	0.00	0.17	0.00	0.00	0.00	—	—	—	—
П. п. п.	0.18	0.79	0.46	0.95	1.89	3.06	2.19	3.44	0.36	1.16	0.80	0.00
Сумма	100.46	100.24	100.11	100.10	100.28	100.33	100.09	99.95	100.08	100.05	100.03	100.08

Примечание. Обр. 60/51 — кианит крупных параморфоз по хиастолиту. Тундра Воргельурта. Удельный вес кианита 3.59. Аналитик М. И. Волкова. Коллекция И. В. Белькова. Обр. 378/50 — кианит крупных параморфоз по хиастолиту. Тундра Безымянная. Уд. вес кианита 3.63. Аналитик А. М. Бондарева. Коллекция И. В. Белькова. Обр. 158/19 — кианит крупных параморфоз по хиастолиту. Тундра Тяпшманюку. Уд. вес кианита 3.63 Аналитик А. М. Бондарева. Коллекция Н. И. Плетневой. Обр. 58/51 — кианит мелких параморфоз по хиастолиту. Тундра Воргельурта. Уд. вес кианита 3.62. Аналитик Е. А. Кульчицкая. Коллекция И. В. Белькова. Обр. 34/54 — тонкопризматический кианит сноповидно-лучистых агрегатов. Тундра Червурта. Уд. вес кианита 3.63. Аналитик В. І. Загинайченко. Коллекция И. В. Белькова. Обр. 316/50 — тонкопризматический кианит веретеновидных агрегатов. Тундра Зап. Вальурта. Уд. вес кианита 3.53. Аналитик Е. А. Кульчицкая. Коллекция И. В. Белькова. Обр. 11/50 — тонковолокнистый кианит крупных конкреций из поверхностной окисленной зоны. Тундра Тяпшманюку. Уд. вес кианита 3.61. Аналитик Е. А. Кульчицкая. Коллекция И. В. Белькова. Обр. 126/19 — тонковолокнистый кианит крупных конкреций из керна с глубины 92 м. Тундра Тяпшманюку. Уд. вес кианита 3.58. Аналитик А. М. Бондарева. Коллекция Н. И. Плетневой. Обр. 88/54 — идиобластический кианит из контакта с метабазитами. Тундра Червурта. Уд. вес кианита 3.55. Коллекция И. В. Белькова. Обр. 95/19 — кианит радиально-лучистых «солнц». Тундра Тяпшманюку. Уд. вес кианита 3.65. Аналитик А. М. Бондарева. Коллекция Н. И. Плетневой. Обр. 99/19 — кианит осветленный сноповидно-лучистых агрегатов. Тундра Тяпшманюку. Уд. вес кианита 3.63. Аналитик А. М. Бондарева. Коллекция Н. И. Плетневой. Обр. 40/51 — кианит голубой из кварцевой жилы. Серповидный хребет. Уд. вес кианита 3.64. Аналитик А. М. Бондарева. Коллекция И. В. Белькова.

парагонитового типа с образованием полных псевдоморфоз по кианиту. Этот процесс, связанный с привносом щелочей, имеет локальное развитие и ограничен заключительными этапами формирования гидротермально-метасоматических жил.

Заканчивая на этом характеристику кианита из кианитовых сланцев свиты кейв, обобщим некоторые характерные его свойства и особенности.

Главными морфогенетическими типами кианита в сланцах являются кианит параморфоз по андалузиту (хиастолиту), тонкопризматический кианит ориентированных агрегатов и тонковолокнистый кианит конкреционных агрегатов. Подчиненная роль принадлежит идиобластическому кианиту из зон контактов с метабазитами и кианиту сложных агрегатов из зон повторной перекристаллизации.

Изучение кианитов показывает, что все они содержат большее или меньшее количество посторонних включений, определяющих отклонения химического состава кианита от теоретических значений. При этом для параморфического и идиобластического кианита характерны невысокая степень «загрязнения» титаном, углеродом и железом и постоянное присутствие механических вростков кварца. Тонковолокнистому и тонкопризматическому кианиту конкреционных и разнообразно ориентированных агрегатов свойственны высокий процент содержания углерода и довольно постоянная величина примеси железа и титана (в форме ру-

тила). Наименьшее количество посторонних примесей отмечается в кианите из зон повторной перекристаллизации.

Физические свойства морфологически разнообразных кианитов весьма близки и не отличают их друг от друга. Удельный вес чистого кианита равен 3.64, в кианитах, содержащих высокий процент включений кварца и графитоида, он снижается до 3.56 и менее.

Значительное текстурно-морфологическое разнообразие кианитовых сланцев, связанное с многообразием форм выделения кианита, свидетельствует о том, что кианит является минералом, чутко реагирующим на изменения геологических условий его образования. Таким образом, различные морфогенетические типы кианита непосредственно указывают на характер и последовательность геологических процессов формирования кианитовых сланцев.

Наблюдения над условиями возникновения каждого из выделенных морфогенетических типов кианита помогли наметить схему последовательных процессов метаморфизма первично-осадочной свиты кейв и раскрыть их сущность.

Необходимо в заключение отметить, что кианит из кристаллических сланцев свиты кейв по своему морфогенетическому разнообразию и классическим формам кристаллизации не имеет аналогов среди других известных в мире месторождений этого минерала.

К в а р ц — SiO_2. Кварц является главной составной частью кианитовых сланцев и слагает в них основную ткань, включающую кианит и другие минералы.

Уже при внешнем осмотре пород отчетливо различаются две разновидности кварца: содержащего включения углеродистого вещества и имеющего черную окраску; свободного от включений, белого или дымчатого (в прожилках) цвета.

Количественные соотношения между углеродсодержащим и безуглеродистым кварцем варьируют в зависимости от степени рассланцевания и перекристаллизации пород.

В шлифах из образцов кианитовых сланцев, не подвергшихся заметному повторному рассланцеванию, наблюдается настолько сильная запыленность кварца основной ткани углеродистым веществом, что он при обычной толщине шлифов совершенно не прозрачен. Лишь в тонких краях шлифов устанавливается, что кварцевая основная ткань породы обладает криптокристаллическим строением и вследствие явления агрегатной поляризации не действует на поляризованный свет.

Вместе с тем среди такой непрозрачной криптокристаллической массы кварца очень часто наблюдается присутствие образований, сложенных более крупными зернами безуглеродистого кварца, вероятно представляющих псевдоморфозы агрегатнозернистого кварца по бывшим чешуйкам или пластинкам мусковита, не содержавшим включений углеродистого вещества. Об этом можно судить по форме подобных образований и по наблюдающимся в них реликтам мусковита (рис. 119, *а*).

Вопрос о первичной природе замещенного мусковита не вполне ясен. Возможно, мусковит присутствовал в осадочной породе, но тогда должна наблюдаться преимущественная ориентировка его пластинок, согласная с плоскостью слоистости пород. Однако такая ориентировка отсутствует, что позволяет предполагать возможность кристаллизации мусковита одновременно с перекристаллизацией пелитоморфной массы осадка при диагенезе или в раннюю фазу метаморфизма, при условии освобождения мусковита в процессе его роста от включений углеродистого вещества. В дальнейшем, на определенной стадии метаморфизма, мусковит замещался кварцем, а так как углеродистое вещество при этом

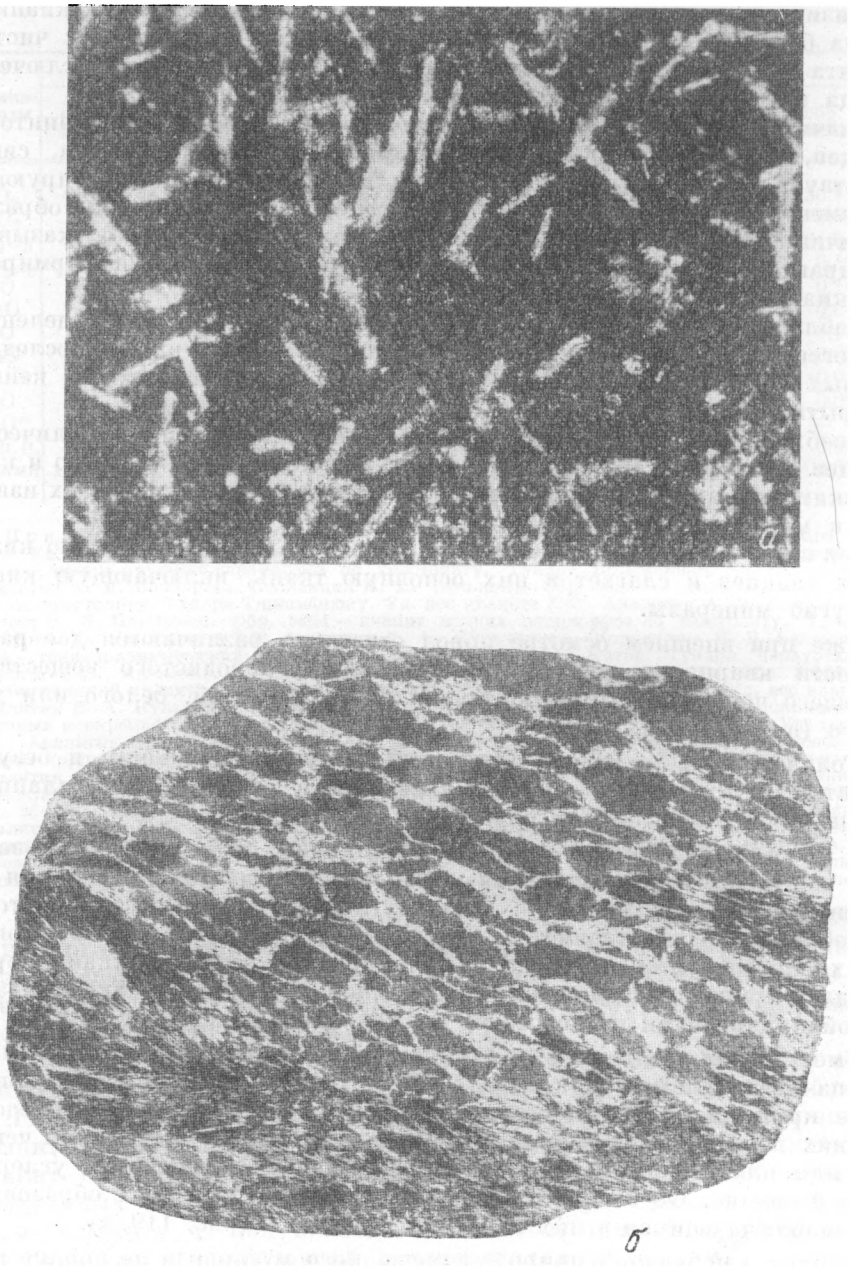


Рис. 119. Взаимоотношения черного (углеродсодержащего) и светлого кварца в кианитовых сланцах.

а — псевдоморфозы агрегатнозернистого кварца по мусковиту (?) среди криптокристаллического черного кварца (шлиф № 412/23; ув. 45, без анализатора); *б* — брекчиевидная структура основной кварцевой ткани, светлый кварц цементирует брекчированную массу темного кварца (шлиф № 68/20; ув. 8, без анализатора);

подвижностью не обладало, отлагавшийся на месте мусковита кварц оставался прозрачным, свободным от включений.

При явлениях относительно слабого рассланцевания пород черная масса криптокристаллического кварца разбивается сетью трещин, выполненных прозрачным безуглеродистым кварцем. При этом трещины сланцеватости (трещины S), наиболее хорошо выраженные и наиболее широкие, сопровождаются системой более тонких трещин скалывания, располагающихся под некоторым углом к первым.

При более сильно выраженных явлениях рассланцевания породы происходит как бы сплошное разлинзование массы черного кварца, со-

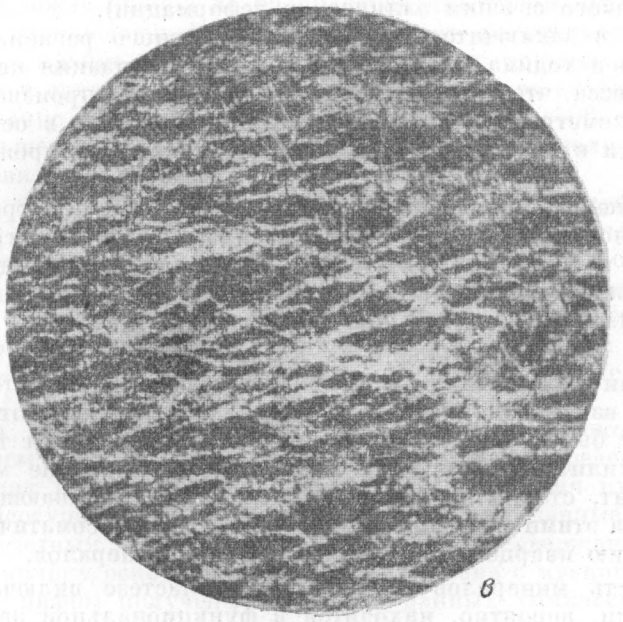


Рис. 119 *(продолжение)*.

в — сланцеватая текстура и брекчиевидная структура основной кварцевой ткани (шлиф № 224/20; ув. 20, без анализатора).

провождающееся перекристаллизацией в более крупнозернистый агрегат. Границы линзообразных черных обуглероженных участков при этом теряют резкость, а сами эти участки становятся полупрозрачными, по-видимому, в связи с тем, что происходит собирательная кристаллизация тонкораспыленного углерода с образованием меньшего числа, но более крупных его чешуек.

Чаще, однако, основная масса породы подвергается не только и не столько рассланцеванию, как брекчированию, результатом которого является возникновение более или менее остроугольных обломков черного криптокристаллического или перекристаллизованного кварца, сцементированных прозрачным безуглеродистым кварцем. Форма и взаимное расположение «обломков» обуглероженного кварца сохраняются часто настолько, что если мысленно сблизить их друг с другом, промежутки между ними исчезнут и вся масса приобретет первоначальную компактность (рис. 119, *б*).

Обычной является комбинация «чистого» рассланцевания и «брекчирования», когда основная ткань породы приобретает сланцеватую текстуру и брекчиевидную структуру, причем в этих случаях новообразования мусковита могут располагаться ориентированно, в направлении, перпендикулярном плоскости сланцеватости (рис. 119, *в*).

В участках максимального рассланцевания весь кварц испытывает полную перекристаллизацию. Среди неравномернозернистой массы прозрачного кварца остаются лишь редкие, но закономерно расположенные линзообразные участки, обогащенные графитоидом, ориентировка которых определяет плоскость сланцеватости, а форма свидетельствует о бывшей брекчиевидной текстуре основной ткани породы. На этой стадии рассланцевания и перекристаллизации нередко возникает ложная сланцеватость, характеризующаяся как преимущественной ориентировкой мусковита, так и кварца (по форме зерен) в направлении, перпендикулярном или косом к ориентировке плоскости истинной сланцеватости (т. е. в плоскости кругового сечения эллипсоида деформации).

Наконец, в заключительные этапы повторного регионального метаморфизма происходила дальнейшая перекристаллизация кварца при отсутствии стресса, что обусловливало возникновение произвольной ориентировки и изометричного развития зерен кварца как в основной ткани породы, так и в кварцевых и кварцево-мусковитовых прожилках и жилах.

Все отмеченные соотношения свидетельствуют о перекристаллизации кварца в условиях свободной циркуляции растворов по трещинам рассланцевания и, наоборот, о том, что свободная циркуляция растворов способствовала перекристаллизации и переотложению кварца, при одновременном пассивном поведении углеродистого вещества.

Широкий диапазон условий, в которых проявлялась та или иная (активная или пассивная) роль кварца, обусловил и значительное разнообразие его взаимоотношений с другими минералами, которые, тем не менее, могут быть обобщены и сведены к двум главным типам соотношений: пойкилитическому включению кварца в другие минералы пород (в кианит, ставролит, плагиоклаз и др.), указывающему на замещение кварца этими минералами в процессе их метасоматического роста, и к замещению кварцем ранее выделявшихся минералов.

Способность минералов при кристаллобластезе включать пойкилитовые вростки, вероятно, находится в функциональной зависимости от скорости роста минерала и кристаллизационной его силы. Во всяком случае для различных минералов эта способность проявляется в различной степени. В частности, в кианите пойкилитические включения кварца могут отсутствовать полностью, в ставролите они присутствуют постоянно, особенно в центральных зонах идиопойкилобласт, гранат всегда бывает переполнен вростками кварца, мусковит их практически никогда не содержит и т. д.

Важно отметить, что в кианите тонкопризматическом и тонковолокнистом пойкилитовые вростки кварца практически отсутствуют, а в кианите идиобластическом из контактных зон с метабазитами они присутствуют в относительно небольшом количестве.

На определенных, преимущественно поздних стадиях процесса минералогенезиса при метаморфизме кварц приобретает агрессивность по отношению к ранее выделившимся минералам и способен их замещать. Замещение испытывал даже кианит, особенно если он был деформирован. Примером может служить кианит параморфических агрегатов, подвергающийся замещению кварцем тем сильнее, чем более нарушена в результате деформации его сплошность.

Заканчивая характеристику кварца, отметим, что в ходе процессов метаморфизма весь он испытал неоднократную перекристаллизацию, сопровождавшую эти процессы от их начала и до конца. Поэтому было бы неправильным выделять две «генерации» кварца, как это делали некоторые исследователи (Харитонов, 1940, и др.). Он весь принадлежит

одной «генерации» — метаморфической. Различной является лишь форма его выделения (проявления), зависящая от условий минералообразования в каждом конкретном участке породы.

ВТОРОСТЕПЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ

Мусковит — $KAl_2(OH, F)_2[AlSi_3O_{10}]$ (теоретический состав $K_2O=11.8$; $Al_2O_3=38.5$; $SiO_2=45.2$; $H_2O=4.5$). В минеральном составе кианитовых сланцев мусковиту принадлежит существенная роль. Являясь вторым после кварца по распространенности минералом основной ткани пород, заключающей кианит, мусковит распределен в породах в то же время крайне неравномерно. В сланцах, испытавших процессы метасоматоза, в связи с контактовым воздействием со стороны основных пород содержание мусковита может возрастать до 40—50% при одновременном уменьшении содержания кианита, вплоть до полного его замещения мусковитом.

Процессы щелочного метасоматоза, связанного с регрессивным метаморфизмом кианитовых сланцев, проявленные в общем незначительно, все же приводят к ослюденению отдельных участков пластов кианитовых сланцев, особенно тех, которые подвергались интенсивному рассланцеванию. В таких участках также отчетливо наблюдается развитие мусковита за счет кианита, причем содержание мусковита может возрастать до 15—20% при соответственном уменьшении содержания кианита.

В сланцах, внешне мало измененных, содержание мусковита составляет в среднем 5—8%. В силу неравномерности распределения мусковита в породах количественная оценка его содержания путем подсчета в шлифах неосуществима. Наиболее правильные данные могут быть получены расчетным путем, при знании процента содержания в породах щелочей, поскольку основная масса калия связана с мусковитом. Приведенные выше цифры получены исходя из данных химических анализов сланцев и состава мусковита, установленного для сланцев аналитически. Формы и время выделения мусковита в породах крайне разнообразны.

Наиболее ранним мусковитом, очевидно, следует считать мусковит мельчайших чешуек, не имеющих преимущественной ориентировки, заключенных среди массы кварца основной ткани породы. Этот мусковит замещается всеми более поздними минералами: кварцем (при его перекристаллизации), ставролитом, плагиоклазом. При этом в силу отсутствия в мусковите графитоида в замещающем минерале на месте бывшего мусковита остаются светлые полосы (рис. 120).

Не менее распространен мусковит, кристаллизующийся в мелких пластинках (от 1 мм и менее), синтектоничный по времени своего образования, закономерно ориентированный в породе по сланцеватости, перпендикулярно к ней или под углом.

Отличным по времени образования необходимо считать мусковит контактных зон с метабазитами, который связан со щелочным метасоматозом, сопровождавшим интрузии основных пород. При этом важно отметить, что мусковиты из контактных зон с метабазитами обогащены парагонитовой молекулой, иногда же слюды в непосредственных контактах являются по составу типичными парагонитами, к тому же содержащими хром, который сообщает им ярко-зеленую окраску. Плойчатость слюдяных контактных сланцев, как и рассланцевание метабазитов, служит указанием на докладчатое образование слюд данного морфогенетического типа.

Далее можно выделить мусковит посттектонической кристаллизации, образующий относительно крупные пластинки (до 1—2 мм в длину), незакономерно ориентированные в массе породы, испытавшей уже складчатость. Мусковит этот выделяется до начала кристаллизации плагиоклаза, пойкилитически его включающего.

Еще более поздним по времени своего образования является мусковит, замещающий и плагиоклаз преимущественно по краям его порфиробластических кристаллов.

Наконец, мусковит постоянно встречается в кварцево-мусковитовых и кварцево-мусковито-сульфидных прожилках. В кварцево-мусковитовых прожилках пластинки мусковита располагаются перпендикулярно стенкам прожилков, обычно следующих согласно со сланцеватостью.

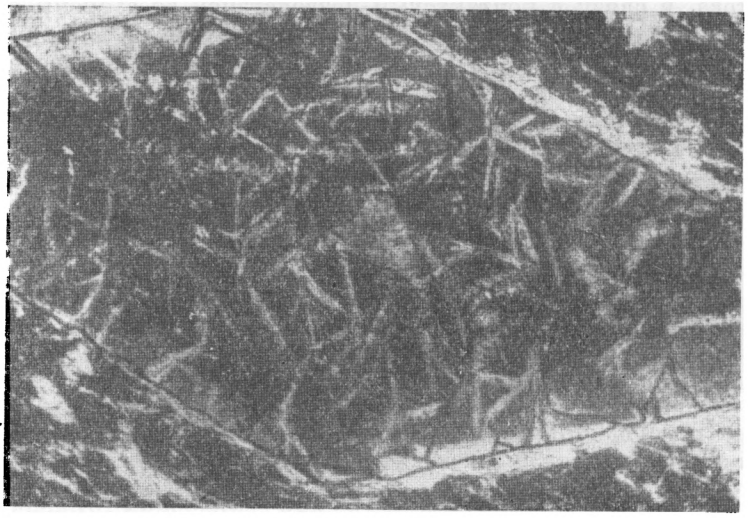


Рис. 120. Реликты мусковита (дотектонической кристаллизации) в идиобластах ставролита. Шлиф № 492/2 (ув. 8, без анализатора).

В сульфидных прожилках мусковит образует краевые их оторочки. По-видимому, мусковит данного морфологического типа образуется в наиболее поздние этапы минералообразования, завершавшие процессы второго (одновременного со складчатостью) регионального метаморфизма. Основанием для такого предположения служит отсутствие деформации кварца в кварцево-мусковитовых прожилках, что указывает на позднюю, послескладчатую, кристаллизацию в них кварца и мусковита.

Таким образом, мусковит в кианитовых сланцах, так же как и кианит, образует весьма разнообразные морфогенетические типы (не менее шести, перечисленных выше), каждый из которых отвечает вполне определенным геологическим условиям, времени возникновения и генезису.

Мусковит, выделенный из состава кианитовых сланцев, имеет серебристо-серую окраску. Цвет мусковита из кианитовых сланцев обычно серебристо-белый, зеленоватый, вплоть до яблочно-зеленого и ярко-зеленого (аналогично фукситу) у хромсодержащих парагонитов. В кварцево-мусковитовых прожилках мусковит обычно имеет зеленовато-желтую окраску различных оттенков.

Размер чешуек мусковита из основной ткани кианитовых сланцев составляет 0.1—0.2 мм. Отдельные порфиробластические выделения му-

сковита достигают 1—2 мм в длину. В кварцево-мусковитовых прожилках размеры пластинок мусковита тем крупнее, чем крупнее сами прожилки. В кварцевых жилах пластинки мусковита могут иметь размер до нескольких сантиметров в диаметре.

Мусковиту из основной ткани пород свойственны несколько жирный блеск и отсутствие упругости. В еще большей мере это относится к парагониту.

Изучение оптических свойств мусковитов из основной ткани пород и кварцево-мусковитовых прожилков показало, что они все близки друг другу, хотя отличаются в общем некоторыми колебаниями величины показателей преломления и двупреломления и угла оптических осей, меняющихся в установленных пределах без какой-либо выясненной закономерности, но, по-видимому, в связи с колебаниями химического состава (в небольших пределах) и степени гидратации.

Оптические константы для мусковитов из основной ткани сланцев и кварцево-мусковитовых прожилков приведены в табл. 35.

Таблица 35

Разновидности мусковитов	Показатели преломления			Угол оптических осей	
	Ng	Nm	Np	точность измерения	$2V$
Мусковиты основной ткани сланцев . . .	1.580	1.575	1.558	±0.003	—32°
	1.574	1.570	1.556	±0.003	—32
	1.586	1.582	1.560	±0.003	—36
Образец 60/51	1.599	1.584	1.562	±0.001	—38
Мусковиты из кварцево-мусковитовых прожилков	1.582	1.576	1.560	±0.003	—36
Образец натрового мусковита 55/52	1.576	1.571	1.558	±0.003	—36
	1.604	1.594	1.564	±0.001	Не определен
Образец хромсодержащего парагонита 260/55	1.604	1.956	1.565	±0.001	Не определен

Пониженные величины показателей преломления и двупреломления и угла оптических осей (против обычных, свойственных типичным мусковитам), а также пониженная упругость и иногда жирный блеск, свойственные изученным мусковитам, указывают на принадлежность их к мусковитам, подвергшимся некоторой гидратации.

Как следует из данных химических анализов, степень этой гидратации незначительна. Что же касается натрового мусковита и парагонита из контактных зон с метабазитами, то в них избыток воды отсутствует. Их пониженная упругость и жирный блеск связаны с тонкочешуйчатым агрегатным их сложением. Показатели их преломления вполне нормальны.

Ниже, в табл. 36, приведены данные химических анализов слюд: мусковита из параморфического сланца тундры Воргельурта (обр. 60/51), мусковита из крупноконкреционного кианитового сланца тундры Тяпшманюку (обр. 82/19), натрового мусковита из контактного сланца тундры Колокольная (обр. 55/52) и хромсодержащего парагонита из контактного сланца из района восточных Кейв (обр. 260/55). В этой же таблице даны значения удельных весов слюд.

Таблица 36

Химические анализы слюд из кианитовых сланцев (аналитик В. Г. Загинайченко)

Компоненты	Обр. 60/51 (коллекция И. В. Белькова)		Обр. 82/19 (коллекция Н. И. Плетневой)		Обр. 55/52 (коллекция И. В. Белькова)		Обр. 260/55 (коллекция И. В. Белькова)	
	весовые проценты	молекулярное количество	весовые проценты	молекулярное количество	весовые проценты	молекулярное количество	весовые проценты	молекулярное количество
SiO_2	46.08	767	44.83	744	46.11	768	49.78	829
TiO_2	0.54	7	0.54	7	0.41	5	0.38	5
Al_2O_2	37.87	370	36.49	357	38.39	376	35.11	345
Fe_2O_3	0.78	5	0.87	6	0.55	3	1.08	7
Cr_2O_3	—	—	—	—	—	—	0.41	3
FeO	0.15	2	0.07	—	0.11	1	0.00	—
MgO	0.26	6	0.21	5	0.00	—	0.43	10
CaO	0.20	4	0.03	—	0.18	4	0.18	4
MnO	0.00	—	0.00	—	0.00	—	0.00	—
Na_2O	1.74	28	1.63	26	3.05	49	7.75	125
K_2O	7.25	77	8.36	88	6.51	69	0.08	1
H_2O^+	4.75	264	5.76	319	4.63	257	4.22	234
H_2O^-	0.34	19	1.24	68	0.12	6	0.07	3
F	—	—	0.27	15	0.00	—	0.14	7
BaO	—		—		—		0.16	1
Сумма	99.97		100.30		100.06		99.79	
$F_2{=}O$			0.11				0.06	
Сумма	99.97		100.19		100.06		99.73	
Удельный вес	2.84		2.83		2.84		2.85	

В результате пересчета этих химических анализов получены следующие кристаллохимические формулы:

Обр. 60/51

$$K_{0.60}Na_{0.22}[H_3O]_{0.12}(Mg,\ Fe^{\cdot\cdot},\ Fe^{\cdot\cdot\cdot})_{0.08}Al_{1.92}\underline{[Si_{3.0}Al_{0.98}Ti_{0.02}O_{10}]}(OH)_{2.0},$$

Обр. 82/19

$$K_{0.72}Na_{0.20}[H_3O]_{0.08}Mg_{0.02}Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{0.04}Al_{1.93}[F_{0.01}(OH)_{1.99}]_{2.0}\underline{[Si_{3.01}Al_{0.96}Ti_{0.03}O_{10}]}0.49H_2O,$$

Обр. 55/52

$$(K_{0.54}Na_{0.38}Ca_{0.02})_{0.94}(Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{0.02}Al_{1.98})_{2.00}\underline{[Si_{3.00}Al_{0.98}Ti_{0.02}O_{10}]}(OH)_{2.0},$$

Обр. 260/55

$$Na_{0.99}(K,\ Ba,\ Ca)_{0.01}(Cr_{0.02}Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{0.05}Mg_{0.04}Al_{1.89})_{2.00}\underline{[Si_{3.20}Al_{0.48}Ti_{0.02}O_{10}]}(OH)_{1.80}.$$

Особенности химического состава слюд дополняются данными качественных спектральных анализов, приведенных в табл. 37. Эти данные красноречиво свидетельствуют о том, что слюды и, в первую очередь, породообразующий мусковит служат концентратором рассеянных и редких элементов, особенно бериллия, галлия, скандия, свинца, ванадия, лития, рубидия, бария и др., что позволяет распространить известную для изверженных пород геохимическую закономерность и на осадочно-метаморфические породы.

Таблица 37

Данные качественного спектрального анализа слюд из кианитовых сланцев

Элементы	Интенсивность линий		
	Мусковит, обр. 60/51	Na-мусковит, обр. 55/52	Cr-парагонит, обр. 260/55
Бериллий	Оч. слаб.	Средн. +	Оч. слаб.
Скандий	Следы.	—	Н. следы.
Марганец	Оч. слаб.	Следы.	Следы.
Свинец	Слаб.	Следы.	Следы.
Олово	Н. следы.		
Магний	Сильн.	Средн. +	Сильн.
Кремний	Оч. сильн.	Оч. сильн.	Оч. сильн.
Галлий	Средн. —	Слаб. +	Слаб. —
Железо	Средн. +	Средн.	Средн.
Алюминий	Оч. сильн.	Оч. сильн.	Оч. сильн.
Ванадий	Средн. +	Следы.	Средн. —
Титан	Средн. +	Средн. —	В. средн.
Литий	Средн.	Слаб. +	Средн.
Медь	Н. следы.	Слаб.	Н. следы.
Натрий	Оч. сильн.	Оч. сильн.	Оч. сильн.
Никель	—	Слаб. +	—
Цирконий	Средн. —	Слаб.	Следы.
Кальций	Средн. —	Средн. —	Слаб. +
Калий	Оч. сильн.	Оч. сильн.	Оч. сильн.
Стронций	Средн.	Слаб. +	Средн.
Рубидий	Слаб.	Слаб. —	Слаб.
Хром	Слаб. —	Слаб. +	Средн. +
Барий	Средн.	Средн.	Средн.

П л а г и о к л а з — изоморфный ряд альбита ($Na[AlSi_3O_8]$ Na_2O — 11.8; Al_2O_3 — 19.5; SiO_2 — 68.7) и анортита ($Ca[Al_2Si_2O_8]CaO$ — 20.1; Al_2O_3 — 36.7; SiO_2 — 43.2). Плагиоклаз в переменных количествах присутствует в кианитовых сланцах всех типов и разновидностей. Его распределение не подчинено каким-либо видимым закономерностям и, повидимому, зависит от изменений первоначального литологического и химического состава осадков от прослоя к прослою, в частности от содержания кальция, в главной своей массе вошедшего при метаморфизме в состав плагиоклазов и определившего содержание в них анортитовой молекулы.

Плагиоклаз в сланцах выделяется в форме округлых или эллипсоидальных порфиробласт размером до 2—3 см в поперечнике и более. На поверхности плагиоклаз легко выветривается, в результате чего в породах на месте бывшего плагиоклаза нередко образуются сферические пустоты.

В сланцах всегда отчетливо наблюдается беспорядочная, незакономерная ориентировка порфиробласт плагиоклаза (как по форме, так и по строению), безотносительная к ориентировке текстурных элементов сланцев. Это связано с поздней, посттектоничной кристаллизацией плагиоклаза, на которую указывают и взаимоотношения плагиоклаза с другими минералами в сланцах.

Так, плагиоклаз никогда не образует включений в других минералах, но сам включает кварц, кианит, ставролит, мусковит, биотит и другие минералы. При этом кварц часто бывает включен в плагиоклаз пойкилитически, переполняя его, в то время как кианит, ставролит и биотит включаются плагиоклазом целиком, без заметного резорбирующего воздействия с его стороны. Иногда наблюдается замещение плагиоклазом кианита и ставролита при сохранении включений ильменита.

В порфиробластах плагиоклаза, выросших в сильно запыленной графитоидом кварцево-слюдяной основной ткани породы, наблюдается некоторое уменьшение содержания углеродистого вещества (графитоида), определяющее его некоторое общее осветление (рис. 121). В то же время в плагиоклазе сохраняется в целом текстурный и структурный рисунок основной ткани породы, бывшей ранее на месте плагиоклаза (палимпсестная структура) благодаря малой подвижности углеродистого вещества при замещении кварца и мусковита плагиоклазом (рис. 91).

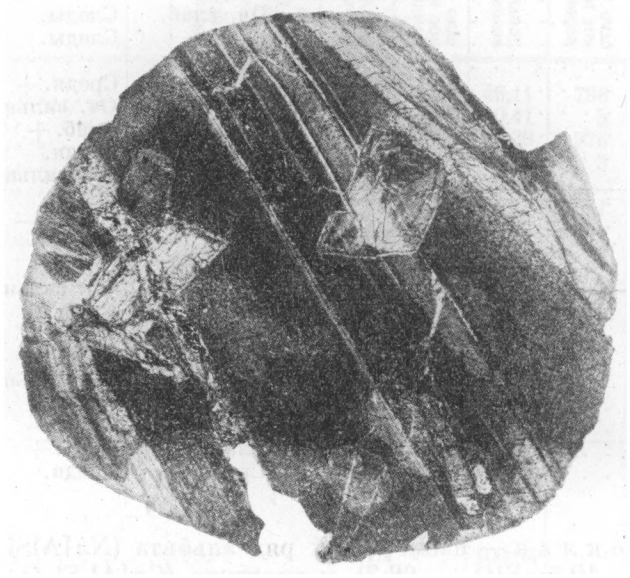


Рис. 121. Округлые порфиробласты плагиоклаза, несколько осветленные и сохраняющие следы первичной слоистости в кианитовом сланце с идиобластическим кианитом. Тундра Тяпшманюку (фото большого шлифа; натуральная величина, без анализатора).

Палимпсестные структуры плагиоклазов также свидетельствуют о посттектонической в основном кристаллизации плагиоклаза, способного в некоторых случаях даже к замещению кианита, силоенного к моменту кристаллизации плагиоклаза.

В шлифах плагиоклаз всегда выглядит сильно измененным, замутненным вследствие обилия включенных в него минералов как первичного происхождения, так и представляющих вторичные продукты изменения самого плагиоклаза.

Первичными включениями являются, как отмечалось, кварц, кианит и ставролит (последние образуют крупные выделения), графитоид, рутил. Особенно характерен рутил, игольчатые кристаллы которого беспорядочно ориентированы в плагиоклазе, иногда создавая в нем густую сеть.

Вторичные продукты изменения плагиоклаза представлены серицитом, каолинитом (?), клиноцоизитом. Нередко они количественно преобладают над плагиоклазом, о наличии которого можно судить по сохранившимся реликтам двойникового строения минерала.

Сильно измененные плагиоклазы внешне отличаются видимым отсутствием спайности и блеска на ее плоскостях. Поэтому хорошо различимая спайность и нормальный стеклянный блеск в порфиробластах плагиоклаза служат надежным признаком «свежести», т. е. малой измененности минерала.

В шлифах устанавливается, что плагиоклаз часто бывает не сдвойникован или образует простые двойники по альбитовому закону. Реже плагиоклаз образует полисинтетические двойники. В силу обычно значительной измененности и замутненности плагиоклазов, неотчетливости спайности и границ двойников замеры на универсальном столике затруднительны и не отличаются достаточной степенью точности. Наиболее достоверные результаты замеров наименее измененных плагиоклазов (главным образом из кернов буровых скважин), выполненных Н. И. Плетневой, приведены в табл. 38. Там же даны их показатели преломления.

Таблица 38

Результаты замеров плагиоклазов из кианитовых сланцев на универсальном столике и показатели преломления плагиоклазов

№ образца	Координаты двойниковой оси B или полюса спайности P относительно			Закон	Угол оптических осей $2V_+^+$	Показатели преломления (с точностью ±0.003)			№ Pl
	Ng	Nm	Np			Ng	Nm	Np	
139/19	P-78°	14°	86°	(001)	+88°	1.547	1.543	1.539	29
69/19	B-74	42	54	[001]	—78	—	—	—	40
69/19	P-84	61	30	⊥ (100)	+86	1.552	1.547	1.543	35
102/19	P-85	8	86	(001)	—	—	—	—	22
226/20	P-87	10	79	(001)	+87	—	—	—	21
205/20	P-86	68	22	⊥ (100)	+87	1.547	1.542	1.538	25
148/7	P-85	9	84	(001)	+86	1.542	1.537	1.533	20

В дополнение к замерам на универсальном столике производились массовые измерения углов погасания плагиоклазов в разрезах, параллельных (010) относительно трещин спайности по (001). Для большинства плагиоклазов из кианитовых сланцев при этом наблюдались углы погасания, близкие к 0°, что соответствует плагиоклазам, близким к олигоклазу № 30. Колебания составов плагиоклазов наблюдаются в пределах от № 21 до №№ 40—45, причем плагиоклазы различного состава встречаются в соседних участках породы, в одном штуфе и даже в одном шлифе.

Нередко в порфинобластах плагиоклаза отчетливо различается зональность, притом обратная, с более основным составом внешних зон. Разница между составом внутренних и внешних зон достигает 8—10 номеров плагиоклаза.

Подчеркнем тот факт, что зональность строения и состава плагиоклазовых порфинобласт в кристаллических сланцах полностью противоречит представлениям о процессах кристаллизации в метаморфических породах путем диффузии ионов, при условии нахождения вещества в твердом состоянии.

Для наиболее свежих образцов плагиоклазов, содержащих минимальное количество посторонних включений, были выполнены химические анализы. Результаты их и пересчет приведены в табл. 39. Принимая во внимание известную условность пересчетов и сравнивая их результаты с данными о составе анализированных плагиоклазов, полученными с помощью универсального столика, следует признать совпадение результатов вполне удовлетворительным. Найденные для анализированных плагиоклазов значения показателей преломления и удельных весов также достаточно близко отвечают плагиоклазам установленного состава.

Как уже отмечалось, в кианитовых сланцах состав плагиоклазов колеблется в сравнительно узких пределах, причем содержащийся в по-

Таблица 39

Химические анализы плагиоклазов из кианитовых сланцев и их пересчет (аналитик В. Г. Загинайченко)

Обр. 139/19 — плагиоклаз из крупноконкреционного сланца, тундра Тяпшманюку (коллекция Н. И. Плетневой)

Компоненты	Весовые проценты	Приведенные к 100%	Молекулярное количество	Альбит	Анортит	Каолинит	Мусковит	Кварц	Рутил	Гематит	Ильменит
SiO_2	59.70	59.68	994	726	206	34	12	16			
TiO_2	0.55	0.55	7						6		1
Al_2O_3	25.21	25.20	247	121	103	17	6				
Fe_2O_3	0.27	0.27	2							2	
FeO	0.12	0.12	1								1
MgO	0.09	0.09	3		3						
CaO	5.58	5.58	100		100						
Na_2O	7.52	7.52	121	121							
K_2O	0.19	0.19	2				2				
H_2O^-	0.17	0.00									
П. п. п. (H_2O?)	0.80	0.80	44			34	4				
Сумма	100.20	100.00	1521	968	412	85	24	16	6	2	2
Проценты содержания молекул			100%	63.6	27.1	5.6	1.6	1.1	0.4	0.1	0.1
Привед. к 100% Pl				70.0	30.0	Соответствует Pl № 30					
Удельный вес	2.67										

Обр. 148/7 — плагиоклаз из ставролито-кианитового сланца, восточные Кейвы (коллекция И. В. Белькова)

Компоненты	Весовые проценты	Приведенные к 100%	Молекулярное количество	Альбит	Анортит	Каолинит	Кварц	Рутил	Гематит	Ильменит
SiO_2	64.27	64.47	1073	786	110	66	111			
TiO_2	0.24	0.24	3					3		
Al_2O_3	22.16	22.25	219	131	55	33				
Fe_2O_3	0.64	0.64	4						4	
FeO	0.09	0.00	—							
MgO	0.00	0.00	—							
CaO	3.12	3.12	55		55					
Na_2O	8.05	8.05	131	131						
K_2O	0.00	0.00	—							
H_2O^-	0.16	0.00	—							
П. п. п (H_2O?)	1.20	1.20	66			66				
Сумма	99.85	100.00	1551	1048	220	165	111	3	4	
Проценты содержания молекул			100%	67.5	14.3	10.6	7.1	0.2	0.3	
Привед. к 100% Pl				82.6	17.4	Соответствует Pl № 17				
Удельный вес	2.60									

роде натрий преимущественно связан в плагиоклазах. Поэтому содержание натрия в кианитовых сланцах может, с известной поправкой, служить мерой содержания в них плагиоклаза (в сланцах, не измененных контактовым воздействием основных пород). Судя по данным химических анализов кианитовых сланцев, среднее содержание в них плагиоклаза составляет 3—5%.

Выделяясь на поздних стадиях минералообразования при метаморфизме, плагиоклаз вместе с тем мало устойчив и на регрессивном этапе метаморфизма за его счет возникает ряд вторичных минералов, содержащих воду: прежде всего каолинит, а также клиноцоизит, иногда мусковит (может быть натровая слюда — парагонит?). Последний замещает плагиоклаз в краевых частях его порфиробласт или развивается вдоль трещин в сопровождении клиноцоизита.

Каолинизация плагиоклаза наблюдается постоянно, причем особенно сильно она проявляется в отдельных участках порфиробласт — вдоль секущих трещин, а также вдоль трещин спайности и двойниковых швов. В этом случае полисинтетическое двойникование плагиоклаза становится отчетливо заметно в шлифах в проходящем свете благодаря неравномерному изменению отдельных двойников.

Особенно легко каолинизируется плагиоклаз в зоне гипергенеза. В коре выветривания кианитовых сланцев плагиоклазы каолинизированы практически нацело с образованием агрегатных псевдоморфоз каолинита, кварца и клиноцоизита. Такие псевдоморфозы имеют порошковатое строение и легко растираются между пальцами.

В заключение отметим, что в группе высокоглиноземистых сланцев, к которым принадлежат прежде всего сланцы пачек Б и Г, наименьшее содержание плагиоклаза свойственно именно кианитовым сланцам нижнего продуктивного пласта, наиболее обогащенных глиноземом и обедненных кальцием, натрием и железом.

Содержание плагиоклаза заметно возрастает в ставролито-кианитовых сланцах пачки Б (в том числе и в сланцах верхнего продуктивного пласта), а в кианито-ставролитовых сланцах плагиоклаз уже является одним из главных породообразующих минералов.

Таким образом, кианит и плагиоклаз являются как бы антогонистами (что является функцией изначального состава осадков, но не связано с самими условиями минералообразования). В сланцах с наиболее высоким содержанием кианита содержание плагиоклаза минимальное.

Ставролит — $2Al_2O[SiO_4] \cdot Fe(OH)_2$ (?) (теоретический состав: Al_2O_3 — 49.1; SiO_2 — 29.2; FeO — 17.4; H_2O — 4.3). Ставролит в кианитовых сланцах присутствует постоянно в количестве 1—3%, редко — больше. При этом в наиболее богатых кианитом разновидностях содержание ставролита минимальное. По мере снижения содержания кианита, особенно в верхних слоях нижнего продуктивного пласта, содержание ставролита возрастает.

Другой общей закономерностью, связанной с характером и временем выделения ставролита в кианитовых сланцах, является более поздняя кристаллизация ставролита по сравнению с кианитом, что определяет взаимоотношения этих двух минералов и пространственные соотношения, отличающиеся в кианитовых сланцах различных типов.

В кианитовых сланцах параморфического типа ставролит частично выделяется в форме идиобласт среди минералов основной кварцево-слюдяной ткани породы. В главной же массе он кристаллизуется на внешней поверхности кианитовых параморфоз, вырастая на концах кристаллов кианита, нередко в гомоосевой ориентировке или без видимой закономерности.

Аналогичны взаимоотношения ставролита и кианита в кианитовых сланцах конкреционного типа (крупно- и мелкоконкреционных). Здесь, так же как и в параморфических сланцах, ставролит в главной своей массе приурочен к внешним границам конкреционных спутанно-волокнистых и радиально-лучистых агрегатов.

В образцах кианитовых мелкоконкреционных сланцев (относительно обогащенных ставролитом) отчетливо наблюдается рост кристаллов ставролита в направлениях, заданных направлением роста кристаллов кианита, по которым ставролит развивается, замещая их частично или полностью. Также совершенно определенно ставролит приурочен к внешней

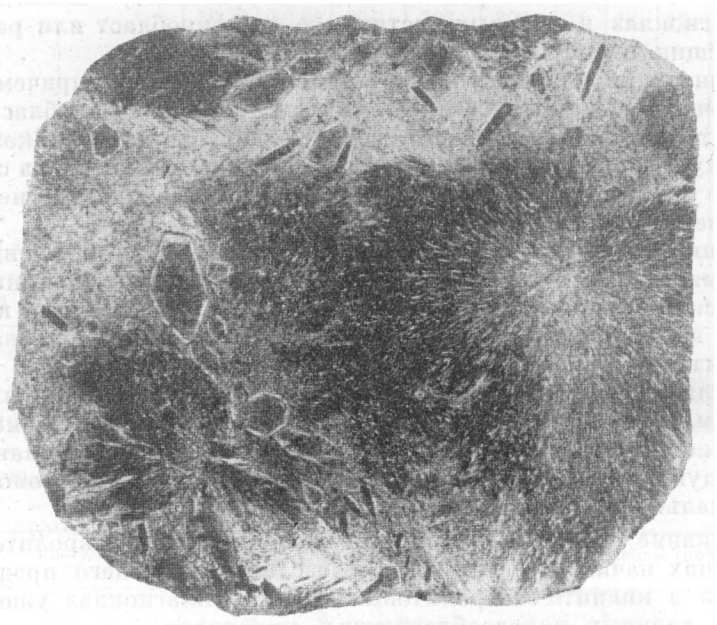


Рис. 122. Выделение ставролита на периферии конкреционных агрегатов кианита в мелкоконкреционном кианитовом сланце. Тундра Тяшшманюку.

зоне ограничения конкреционных спутанно-волокнистых агрегатов кианита и не встречается внутри их (рис. 122). И в этих случаях ориентировка идиобластических кристаллов ставролита часто предопределяется ориентировкой кианита, путем замещения которого начинает свой рост ставролит.

В кианитовых сланцах с агрегатным тонкопризматическим кианитом ставролит крайне редко кристаллизуется среди агрегата кианитовых кристаллов, замещая их в подобных случаях. Преимущественно он выделяется вдоль трещин слоевого кливажа, где либо ориентируется в соответствии с ориентировкой кианита, либо располагается в плоскости трещин произвольно. Таким образом, и здесь время кристаллизации ставролита значительно оторвано от времени образования кианита.

Во всех типах кианитовых сланцев с повышенным содержанием ставролита он нередко выделяется в виде сравнительно крупных идиобласт среди основной слюдяно-кварцевой ткани породы. Размер их достигает 1—2 см в длину при 2—3 мм в поперечнике.

Характерно, что в кианитовых сланцах ставролит не образует типичных для него крестообразных двойников, крайне обычных в ставролито-

кианитовых и кианито-ставролитовых сланцах. В кианитовых сланцах ставролит выделяется в виде столбчатых идиобластических кристаллов с равномерно развитыми гранями призматического пояса, вследствие чего поперечные сечения его кристаллов обычно имеют форму более или менее правильных шестиугольников. С концов кристаллы ограничены доматическими гранями. Таким образом, для ставролита из кианитовых сланцев обычными являются грани форм (010), (110) и (101). Изредка наблюдается также узкая грань пинакоида (001).

Ставролит обладает коричневой окраской различных оттенков. Содержащий мало посторонних включений, ставролит имеет коричнево-

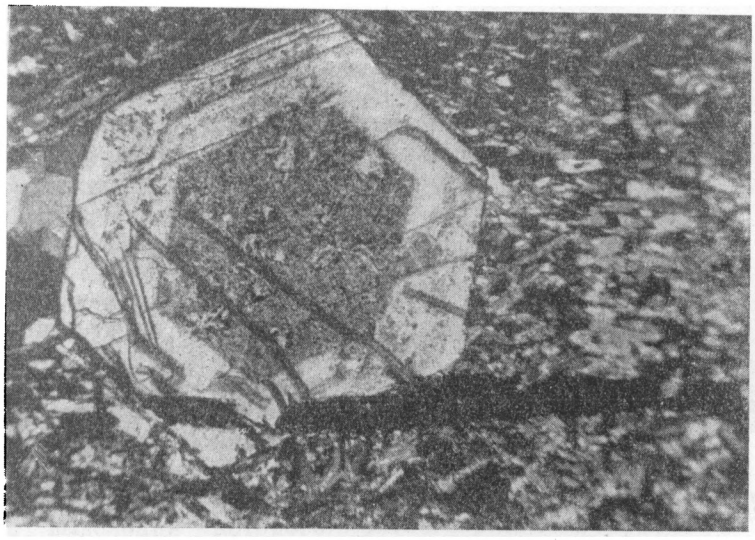


Рис. 123. Зональное распределение включений в ставролите (ув. 20, без анализатора).

красный цвет. Включения графитоида и других минералов придают ему бурую окраску, до черной. Обычными минералами включений в ставролите являются также кварц и ильменит.

Исключительно отчетливо проявлена в ставролите зональность распределения посторонних включений. Они преимущественно сконцентрированы во внутренней зоне кристаллов, внешние же их зоны обычно посторонних включений не содержат (рис. 123). Как правило, внутренние зоны шире внешних и границы между ними бывают очень резкими.

Необходимо отметить, что в кианитовых сланцах на всем протяжении центральных и восточных Кейв ставролит обнаруживает подобное зональное строение, с развитием двух отчетливо выраженных зон, так же, как это наблюдается в идиобластических кристаллах кианита из сланцев контактных зон с метабазитами.

Как по своей морфологии, так и по физическим и оптическим свойствам ставролит в кианитовых сланцах разнообразных типов обнаруживает полное сходство. Его идиобластические кристаллы не сдвойникованы. В шлифах в проходящем свете окраска минерала по Ng коричневато-желтая, по Np бледно-желтая. Спайность по (010) хорошо выражена лишь в наиболее крупных кристаллах, в мелких она незаметна. Угасание ставролита прямое. Показатели преломления весьма постоянны, в пределах $Ng=1.747—1.749$; $Nm=1.742—1.743$; $Np=1.737—1.737$. Также довольно постоянна величина угла оптических осей $2V=+82—86°$.

Удельный вес тщательно отобранного, свободного от посторонних включений ставролита был найден равным 3.78.

Для химического исследования был отобран свободный от посторонних включений ставролит из крупноконкреционного кианитового сланца тундры Тяшманюку. Результаты химического анализа и его пересчет приведены в табл. 40.

Таблица 40

Химический состав ставролита из кианитовых сланцев и сравнение расчетных данных с теоретическими значениями состава для различных формул ставролита (кристаллохимической и эмпирической). Аналитик Е. И. Успенская

Компоненты	Весовые проценты	Весовые проценты с пересчетом Fe_2O_3 в FeO	Молекулярное количество	Молекулярные количества, отнесенные к ильмениту	Молекулярные количества, отнесенные к ставролиту		Молекулярные количества теоретические для ставролита	
							1	2
SiO_2	28.53	28.53	475		475		480	440
TiO_2	0.62	0.62	8	8	—			
Al_2O_3	53.20	53.20	522		522		480	550
Fe_2O_3	5.71	—	—					
FeO	8.08	13.15	182	8	174			
MgO	1.10	1.10	27		27	214	240	220
CaO	0.65	0.65	12		12			
MnO	0.08	0.08	1		1			
H_2O^+	1.63	1.63	90		90	129	240	110
H_2O^-	0.63	0.68	39		39			
Сумма	100.28							

Примечание. Различные формулы состава ставролита: 1—$2Al_2O[SiO_4]Fe(OH)_2$, 2—$5Al_2O_3 \times \times 4SiO_2 \cdot 2FeO \cdot H_2O$.

Для правильной интерпретации полученных результатов химического анализа ставролита необходимо иметь в виду трудную растворимость ставролита, которая препятствует определению железа в закисной форме. Поэтому при пересчете анализа все окисное железо пересчитывается на закисное.

Далее, нехватка «конституционной» воды и явный избыток «гигроскопической» указывают, по-видимому, что часть кристаллизационной воды легко выделяется при невысокой температуре. Поэтому часть «гигроскопической» воды может быть при пересчете включена в общую сумму воды. Наконец, самая тщательная отборка ставролита под бинокулярной лупой не могла гарантировать от некоторого загрязнения анализированного материала кварцем и ильментом (или рутилом?), постоянно присутствующих в виде мелких вростков в ставролите. Поэтому естественно ожидать в анализе некоторого избытка кремнезема, а весь титан, с эквивалентным количеством закисного железа, отнести к ильмениту.

С учетом сделанных замечаний легко видеть из данных табл. 40, что состав анализированного ставролита очень близко отвечает теоретическим значениям содержания окислов в ставролите для эмпирического его состава

$$5Al_2O_3 \cdot 4SiO_2 \cdot 2FeO \cdot H_2O,$$

и не укладывается в рамки кристаллохимической формулы

$$2Al_2O[SiO_4] \cdot Fe(OH)_2,$$

отвечающей эмпирической формуле

$$Fe(OH)_2 \cdot 2Al_2SiO_5.$$

Это обстоятельство указывает на необходимость дополнительного тщательного исследования состава и кристаллической структуры природных ставролитов.

Ставролит является весьма устойчивым минералом, более устойчивым даже по сравнению с кианитом. Поэтому в кианитовых сланцах он не носит следов замещения его другими минералами. Лишь в единичных случаях отмечалось замещение ставролита хлоритом в сланцах из зон контактов с метабазитами. Так, на тундре Тавурта были встречены участки контактных сланцев, граничащих с телами тремолитовых амфиболитов, где по идиобластам ставролита развивался хлорит с образованием полных или почти полных псевдоморфоз. Замещение ставролита хлоритом несомненно свидетельствует о процессах железисто-магнезиального метасоматоза в кианитовых сланцах, происходивших под воздействием ультраосновных интрузий (при метаморфизме превращенных в тремолитовые амфиболиты) и ограниченных в пределах относительно узких контактных зон.

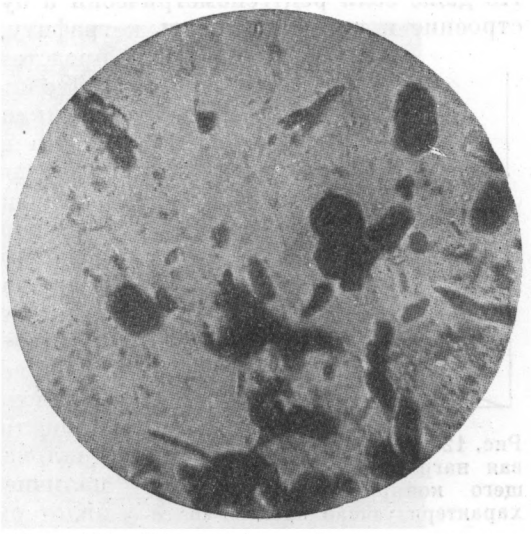


Рис. 124. Шестигранная форма чешуек графитоида среди кварца в основной ткани кианитового сланца. Шлиф № 66/12 (ув. 400, без анализатора).

Графитоид — С. Темный цвет кианитовых сланцев обязан присутствию в них примеси тонкодисперсного углеродистого вещества, наиболее крупные выделения которого обнаруживают отчетливое кристаллографическое ограничение, свидетельствующее о принадлежности по крайней мере части углеродистого вещества к графитоиду.

Накопление углеродистого вещества в первичных осадках происходило неравномерно. В сланцах наблюдается частая перемежаемость слоев, обогащенных и обедненных им, вследствие чего, а также благодаря малой подвижности углеродистого вещества при метаморфических процессах в сланцах может хорошо сохраняться первичная слоистость. Это обстоятельство служит также указанием на одновременность отложения осадков, за счет которых возникли кианитовые сланцы, с отложением углеродистого вещества и определяет его первичное органогенное происхождение.

При метаморфической дифференциации происходило известное перераспределение углеродистого вещества внутри отдельных прослоев сланцев — концентрация его в одних минералах и освобождение от него в других, при послойном перераспределении минералов породы. Поведение при этом углеродистого вещества охарактеризовано при описании кианита, кварца и других минералов.

Касаясь природы углеродистого дисперсного вещества в кианитовых сланцах, следует признать, что она не может считаться полностью установленной. Не вызывает сомнений, что по крайней мере частично углеродистое дисперсное вещество представлено графитоидом. Так, в шлифах постоянно наблюдается присутствие индивидуализированных шестигранных пластинок графитоида размером от нескольких микронов до 0.01—

0.02 мм в поперечнике. Кристаллическая природа графитоида в этих случаях очевидна (рис. 124).

Однако при высокой концентрации или же при сильной дисперсности углеродистого вещества форма его выделений не может быть выявлена. Часто наряду с графитоидом наблюдаются кучные скопления бесформенных зерен углеродистого вещества. Для рентгеноструктурного исследования выделить углеродистое вещество в достаточно чистом виде не удается, так как при необходимом тонком дроблении породы оно растирается, размазывается по поверхности зерен, а не отделяется от них. Но даже если рентгенометрически и будет доказано его кристаллическое строение и принадлежность к графиту, трудно судить о том, все ли оно представлено графитом и нет ли в его составе кроме графита другой аморфной модификации.

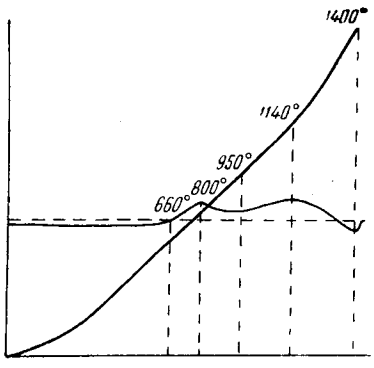


Рис. 125. Дифференциальная кривая нагревания углеродсодержащего конкреционного кианита, характеризующая процесс «выгорания» углерода.

На возможность одновременного присутствия двух различных модификаций углерода в кианитовых сланцах косвенным образом указывает также кривая нагревания кианита, максимально обогащенного углеродистым веществом (из конкреционных агрегатов крупноконкреционного кианитового сланца).

Выяснялся характер процесса потери углерода конкреционного кианита при прокаливании. Полученная дифференциальная кривая нагревания показывает наличие двух экзотермических и одного эндотермического максимумов (рис. 125).

На кривой первый, более резко выраженный экзотермический пик отвечает температурному интервалу 660—850° с максимумом при 800°. Второй, более плавный экзотермический максимум отмечается в интервале температур 950—1200°, с наивысшей точкой при 1140°. Резкий эндотермический пик при температуре 1400° характеризует процесс муллитизации кианита. Для контроля была снята кривая нагревания кианита, не содержащего углерода (из параморфоз кианита по хиастолиту), на которой экзотермические пики (кроме муллитового) отсутствуют.

Следовательно, процесс потери кианитом углерода при прокаливании, сопровождающийся возникновением на кривой нагревания двух экзотермических максимумов, может указывать на присутствие двух различных модификаций углерода — возможно, аморфной и кристаллической, для каждой из которых температуры начала экзотермической реакции, связанной с удалением углерода, различны. В этой же связи отметим указание П. А. Борисова (1940а, б) на данные, полученные Г. Н. Бунтиным, производившим анализ черного углеродсодержащего кианита Червуртского месторождения, о присутствии в нем углерода, частью легко выгорающего при температуре 800—900°, частью же выгорающего с трудом и при более высокой температуре (в пламени паяльной горелки). В последнее время углеродистое вещество из кианитовых сланцев изучалось И. В. Гинзбург и А. И. Горшковым (1961), которые пришли к выводу о его принадлежности к графиту.

В процессах минералообразования при региональном метаморфизме роль углеродистого вещества и графитоида была в значительной мере пассивной. В то же время обогащенность пород углеродом способствовала поддержанию восстановительной среды в процессе минералообразования

и, в частности, сохранению в породах сульфидов, в иной обстановке едва ли переживших бы неоднократный метаморфизм.

Диккит — $Al_4(OH)_8[Si_4O_{10}]$ (теоретический состав: Al_2O_3 — 39.5; SiO_2 — 46.5; H_2O — 14.0). Диккит постоянно наблюдается среди кианитовых сланцев в форме плотных минеральных масс белого, желтого, зеленого, сургучно-красного, бурого цветов, выполняющих трещины скалывания, вдоль которых часто образуются зеркала скольжения. Нередко можно видеть признаки диккита на стенках трещин, принадлежащих главной системе трещин отдельности. Реже удается микроскопически

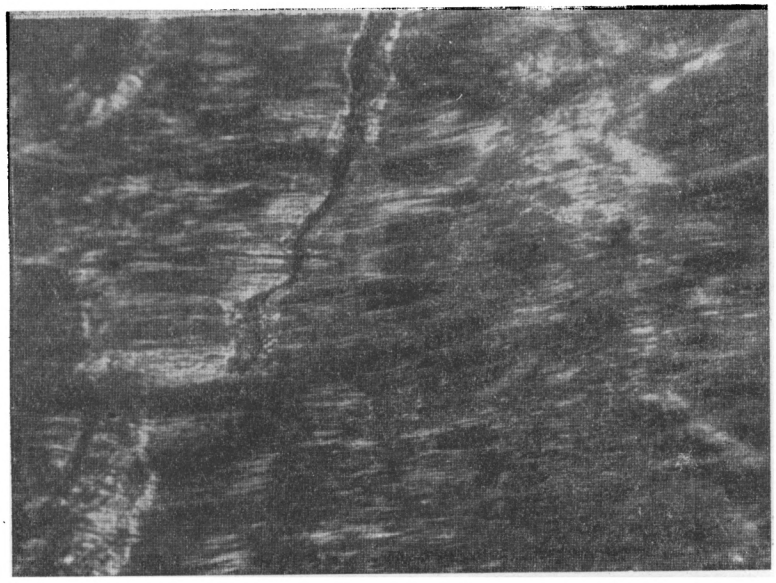


Рис. 126. Тонколистовая структура диккита из трещин с зеркалами скольжения в кианитовых сланцах. Шлиф № 507/24 (ув. 55, николи скрещены).

наблюдать образцы кианитовых сланцев, в которых кианит замещен диккитом, с образованием псевдоморфоз. Подобные образцы встречались в кернах буровых скважин. Вообще на естественной поверхности обнажений диккит мало заметен и ранее, поэтому никем из исследователей не отмечался. В петрографических шлифах диккит является обычным минералом, развивающимся по кианиту. По-видимому, ранее в этих случаях его принимали за хлорит.

Кроме того, постоянно наблюдается «каолинизация» плагиоклазов, находящихся в кианитовых сланцах. В пелитоморфной массе, замещающей плагиоклазы (к тому же обычно переполненные включениями других минералов — кварца, графитоида, мусковита, серицита, рутила и т. п.), трудно выяснить природу минерала группы каолинита.

Однако в тех случаях, когда замещение плагиоклазов сопровождалось и перекристаллизацией, удается различать индивидуализированные кристаллы минерала в виде тонколистоватых пачек с большим углом погасания ($C : Ng = 14—18°$), что наряду с положительным знаком минерала указывает на его принадлежность к диккиту.

Таким образом, диккит является достаточно широко распространенным минералом в кианитовых сланцах. Развивается он самостоятельно в трещинах породы, но главным образом образует псевдоморфные замещения кианита и плагиоклаза.

В трещинах диккит выделяется иногда совместно с сульфидами и водяно-прозрачным кварцем, но преимущественно образует мономинеральные агрегаты. В тех случаях, когда вдоль трещин наблюдаются зеркала скольжения, диккит приобретает тонколистоватое сложение и соответствующую тонколистоватую структуру, хорошо различимую в шлифах (рис. 126). При заполнении мелких трещин, пустот в псевдоморфозах диккит выделяется в форме плотного агрегата столбчатых червеобразных кристаллов с отчетливо выраженной спайностью, перпендикулярной длинной оси кристаллов.

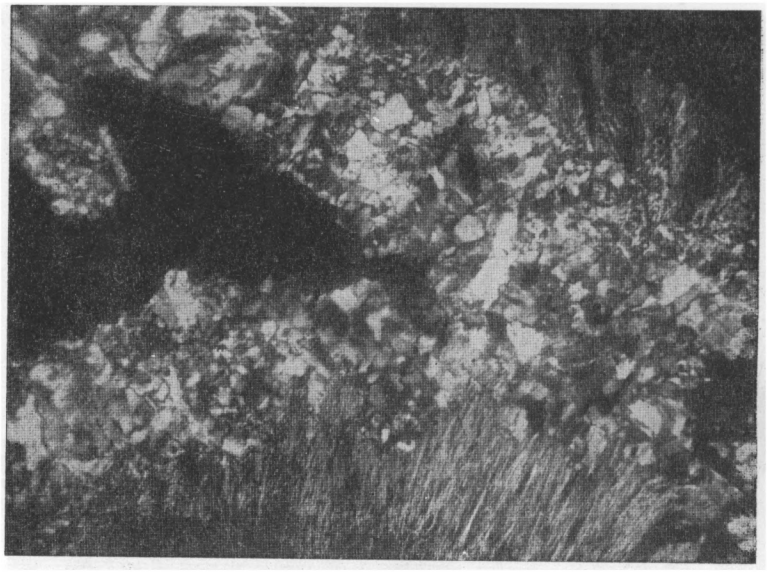


Рис. 127. Замещение кианита конкреций диккитом и выделение диккита в трещинах совместно с сульфидами (черное). Шлиф № 518/24 (ув. 45, николи скрещены).

При замещении кианита диккит чаще всего развивается вдоль сети трещин спайности кианита, реликты которого обычно сохраняются в окружении тонкозернистой массы диккита. Иногда происходит полное замещение кристаллов кианита или агрегатных его образований, в частности кианитовых конкреций в крупноконкреционных кианитовых сланцах. В подобных случаях отмечается гомоосевое развитие диккита по игольчатым кристаллам с полным сохранением первоначальной структуры и внешней формы конкреций (рис. 127). На рис. 127 видно, что диккит в трещине кристаллизовался совместно с сульфидами и не подвергался после ее заполнения каким-либо механическим деформациям, что свидетельствует об его посттектоничной, поздней, кристаллизации, связанной с последними этапами минералообразования.

В шлифах диккит бесцветен или обнаруживает бледно-желтую окраску, не плеохроирует, оптически положителен, угол погасания $C : Ng = 14—18°$, угол оптических осей $2V = +54—56°$. Показатели преломления постоянны: $Ng = 1.566—1.569$; $Nm = 1.562—1.563$; $Np = 1.559—1.560$ (с точностью ± 0.003).

Среди минералов группы каолинита оптически положителен только диккит, в то время как накрит и каолинит оптически отрицательны. Однако этот главный критерий для отличия диккита от накрита и каолинита недостаточен, так как оптический знак обычно устанавливается

с трудом, так же как и угол $2V$. Поэтому была получена рентгенограмма порошка (табл. 41), подтвердившая принадлежность минерала именно к диккиту.

Таблица 41

Рентгенограмма диккита из кианитового крупноконкреционного сланца тундры Тяпшманюку

$\frac{J}{J_1}$	$\frac{d\alpha}{n}$	$\frac{d\beta}{n}$	Эталон диккита [1] J	Эталон диккита [1] d	$\frac{J}{J_1}$	$\frac{d\alpha}{n}$	$\frac{d\beta}{n}$	Эталон диккита [1] J	Эталон диккита [1] d
5	(7.94)	7.19	—	—	1	1.893	1.716	3	1.897
10	7.19	(6.51)	10	7.2	2	1.855	1.681	4	1.858
5	(4.91)	4.45	—	—	2	(1.814)	1.644	—	—
8	4.444	(4.028)	8	4.4	2	1.788	1.621	6	1.793
7	4.142	3.754	8	4.14	1	1.677	1.521	—	—
5	(3.937)	3.569	—	—	5	1.556	1.410	6	1.556
5	3.781	3.427	6	3.78	7	1.488	1.349	8	1.489
10	3.562	(3.229)	9	3.58	5	(1.453)	1.317	6	1.458
1	3.432	3.110	4	3.43	—	—	—	5	1.431
—	—	—	2	3.27	1	1.392	1.251	4	1.394
1	3.082	2.794	4	3.10	1	1.374	1.246	4	1.375
2	2.923	2.650	4	2.93	7	1.317	(1.194)	8	1.317
2	(2.827)	2.563	4	2.80	3	1.286	1.165	—	—
3	(2.770)	2.511	—	—	3	1.255	1.137	—	—
8	(2.563)	(2.328)	7	2.56	3	1.228	1.113	—	—
8	2.506	(2.271)	8	2.51	5	1.190	1.078	—	—
2	2.376	2.154	6	2.39	3	1.104	1.000	—	—
9	2.326	(2.108)	9	2.33	4	1.074	0.073	—	—
2	2.197	1.991	3	2.20	4	1.034	0.937	—	—
—	—	—	3	2.10					
7	1.972	1.787	7	1.975					

Примечание. Рентгенограмма выполнена А. П. Денисовым. Условия съемки: съемка велась на трубке типа БСВ-4 при неотфильтрованном железном излучении. При расчете использовались длины волн $K\alpha_{1,2} = 1.934$ Å; $K\beta_{1,2} = 1.753$ Å. Режим работы: напряжение 35 кв, сила тока 10 мА, экспозиция 57 часов. ∅ камеры 66.10 мм, ∅ образца 0.3 мм. Промер линий производился с помощью компаратора ИЗА-2 с точностью до 0.01 мм. Исправления вносились по особому снимку смеси минерала с 0.25 (по объему) NaCl.

Для установления химического состава диккита был выполнен анализ восково-желтого плотного минерала, свободного от посторонних включений, выполняющего трещины в крупноконкреционном кианитовом сланце тундры Тяпшманюку. Результаты и пересчет химического анализа приведены в табл. 42.

При пересчете окисное железо, магний и кальций связывались в молекулу монтмориллонита, натрий — в молекулу парагонита. Остаток глинозема, кремнезема и воды пересчитывался на каолинитовую, галлуазитовую и гидраргиллитовую молекулу. Подобный пересчет (впрочем, как и всякий пересчет) носит несколько отвлеченный характер и преследует единственную цель: выяснить, что примеси железа, магния, кальция, натрия не являются случайным явлением, а что эти компоненты входят в молекулы близких по характеру и способу образования минералов, могущих образовывать тесную молекулярную смесь.

Процессы каолинизации кианита и плагиоклаза [2] имели место на заключительных этапах процессов минералообразования в регрессивную стадию метаморфизма и протекали под влиянием водных кремнекислых

[1] Международный справочник (1945).

[2] Здесь не имеется в виду возможный гипергенный процесс каолинизации плагиоклазов в коре выветривания.

Таблица 42

Химический состав диккита из кианитового крупноконкреционного сланца тундры Тяпшманюку и его пересчет (обр. 524/24. Коллекция Н. И. Плетневой, аналитик А. М. Бондарева).

Компоненты	Весовые проценты	Приведенные к 100%	Молекулярное количество	Парагонит	Монтмориллонит	Диккит	Галлуазит	Гидраргиллит
				1	2	3	4	5
SiO_2	44.64	44.71	744	48	13.14	660	9	
Al_2O_3	39.18	39.24	382	24	—	330	5	23
Fe_2O_3	1.12	1.12	7		7			
MgO	0.26	0.26	6		6			
CaO	0.24	0.24	4		4			
Na_2O	0.53	0.53	8	8	—			
H_2O^+	13.88	18.90	770	16	3	660	19	69
H_2O^-	0.30							
Сумма	100.15	100.0	1921	96	50	1650	33	92
Пересчет на молекулярный состав, в %			100	5.00	2.60	85.89	1.79	4.79

Примечание. 1) $Na_2O \cdot 3Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot 2H_2O$; 2) $(3MgO \cdot 4SiO_2 \cdot 2H_2O)$ $(2Fe_2O_3 \cdot 4SiO_2 \cdot H_2O)$; 3) $Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$; 4) $Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 4H_2O$; 5) $Al_2O_3 \cdot 3H_2O$.

растворов, циркулировавших по трещинам, вдоль и около которых каолинизация и проявилась наиболее сильно.

Парагенезис диккита с водяно-прозрачным кварцем в трещинах, а также с Na-содержащей слюдкой подтверждает течение реакций образования диккита, подобных приведенным в главе 7.

Растворы, циркулировавшие по трещинам, переотлагали также сульфиды, преимущественно еще до отложения диккита, но отчасти и совместно с ним. Поэтому процессы рудоотложения в трещинах и каолинизация сопряжены пространственно.

Приуроченность явлений каолинизации лишь к зонам трещиноватости в кианитовых сланцах определяет сравнительно маловажную роль этих явлений для промышленной оценки кианитовых руд, в которых подавляющая масса кианита не затронута процессами каолинизации.

Пирротин — $Fe_{1-x}S$ (теоретический состав (для FeS): Fe — 63.6; S — 36.4; практически: Fe=60—61; S=39—40). На естественной поверхности обнажений в кианитовых сланцах всегда наблюдаются многочисленные, разнообразной формы и размеров пустоты, неровные стенки которых обычно окрашены в бурые цвета гидроокислами железа. Наличие подобных пустот свидетельствует о былом присутствии на их месте сульфидных минералов, выщелоченных в результате выветривания. Иногда в пустотах обнаруживаются среди порошковатых охр реликтовые зерна сульфидов (при раскалывании образцов кианитовых сланцев). Поскольку в зоне гипергенеза сульфиды практически не сохраняются, изучение их велось на ограниченном материале кернов немногих буровых скважин, главным образом месторождений тундр Тяпшманюку, Безымянная, Червурта.

В кернах буровых скважин сульфиды сохраняются начиная с глубины 10—12 м, т. е. ниже зоны поверхностного их выветривания, в которой отмечается лишь спорадическое их присутствие.

В приповерхностных участках сланцев сульфиды представлены преимущественно пиритом. По мере углубления наряду с пиритом появляется пирротин, содержание которого с глубиной постепенно возрастает, при одновременном снижении содержания пирита. Глубже 50—80 м пирит

полностью исчезает и пирротин становится преобладающим сульфидным минералом.

С целью количественной оценки содержания сульфидов в кианитовых сланцах в глубоких их горизонтах и выяснения состава сульфидов ниже видимой границы окисления Н. И. Плетневой были отобраны на буровой скважине № 19 месторождения Тяпшманюку в интервале глубин 60—230 м пробы керна примерно через каждые 10 м, составлена средняя проба, из которой были выделены сульфиды. Выделенная сульфидная фракция анализировалась с целью установления валового содержания в ней железа, серы, никеля, меди и кобальта, а также нерастворимого остатка, который в силу срастания сульфидных минералов с силикатами должен был быть достаточно большим.

Общий вес средней пробы составил 12 434 г, вес выделенной сульфидной фракции 1 367 г, или 11.0% от веса средней пробы.

Результаты химического анализа сульфидной фракции, выполненного аналитиком С. И. Смирновой, приведены в табл. 43.

Таблица 43

Химический состав сульфидов из средней пробы кианита крупноконкреционного сланца тундры Тяпшманюку (скв. № 19, глубина 60—230 м)

Компоненты	Весовые проценты	В пересчете на чистые сульфиды
S	27.71	39.20
Fe	42.65	60.31
Cu	0.12	0.19
Ni	0.07	0.10
Co	0.14	0.20
Нерастворимый остаток	29.33	—
Сумма . .	100.02	100.00

Из данных табл. 43 следует, что содержание сульфидов в средней пробе от общего веса ее составляло 7.75% (весовых), а также, что сульфиды в главной своей массе представлены пирротином. Следует отметить, что, по данным документации, в скважине № 19 сланцы особенно обогащены сульфидами, поэтому полученная величина их содержания является максимальной. По подсчетам содержания сульфидов в других скважинах оно колеблется в пределах 2—5%.

Обращает внимание повышенное содержание в пирротине кобальта и особенно отношение Co : Ni=2 : 1, свидетельствующее о резком нарушении геохимического соотношения этих двух элементов, которое могло возникнуть, очевидно, в условиях осадочной дифференциации и концентрации в осадках, обогащенных органическим веществом, главным образом кобальта.

Наблюдения в полированных образцах и в аншлифах из кернов позволили выявить 3 главные формы выделения пирротина в кианитовых сланцах: в виде сфероидальных, линзообразных образований конкреционного типа; в виде разнообразных прожилков и в виде более или менее густой вкрапленности. По-видимому, отмеченные формы выделения пирротина отражают не только внешние признаки отличия, но и генетические.

Сфероидальные, линзообразные стяжения имеют весьма разнообразный облик. В основной тонкозернистой ткани породы наблюдаются стяжения округлой формы размером 3—5 см в поперечнике, с отчетливым почковидным, колломорфным внутренним строением. Нередко встречаются стяжения, имеющие слоистое строение, обязанное чередованию сульфидных и силикатных слоев. Подобное образования иногда служили субстратом для кристаллизации конкреционных агрегатов кианита, росшего в пределах силикатных слоев этих сложных сульфидно-силикатных конкреций, причем кристаллизация происходила со всех сторон.

Это указывает на существование сульфидных стяжений (очевидно возникших еще в процессе седиментации и диагенеза осадков) к мо-

менту метаморфизма и образования кианита. Естественно, что при подвижках и рассланцевании пород конкреционные сфероидальные стяжения подвергались разлинзованию и перекристаллизации, но эти явления не сопровождались химическим изменением минералов окружающей породы, т. е. имели чисто механическую основу.

Выделение пирротина в прожилках, располагающихся как в плоскости сланцеватости пород, так и в секущих, происходило позднее пере-

Рис. 128. Пирротин в кварцевых и диккитовых прожилках, пересекающих сплоенный кианитовый сланец. Тундра Тяпшманюку (фото большого шлифа керна; ув. 1.5, без анализатора).

кристаллизации кианита и часто сопровождается явлениями околорудных изменений.

Несомненно, более позднее время отложения пирротина, чем кианита, легко устанавливается на примере прожилков пирротина с кварцем и пирротина с диккитом, секущих сплоенный кианитовый конкреционный сланец и сами конкреции кианита (рис. 128). Часто в секущих трещинах неправильной формы, выполненных кварцем и сульфидами, и в породе около них наблюдается выделение белого мелкочешуйчатого натрового мусковита, сопровождающееся каолинизацией кианита и плагиоклаза около этих трещин, что отмечалось при рассмотрении процессов каолинизации. Таким образом, переотложение сульфидов в трещинах с образованием сульфидных прожилков происходило вплоть до заключительных этапов минералообразования регрессивной посттектоничной стадии метаморфизма.

Вкрапленное пирротиновое оруденение в сланцах имеет разнообразный характер. Иногда вкрапленники представлены редкими крупными

изометричными зернами, но чаще наблюдается тонкая густая вкрапленность. Заметно послойное распределение вкрапленности как по густоте, так и по размеру и характеру зерен, согласно с направлением первичной слоистости пород, что может указывать на сингенетичность осадконакопления и отложения сульфидов железа (вероятно, первоначально пирита). Вкрапленное пирротиновое оруденение приурочено главным образом к прослоям, обедненным кианитом или лишенным его. В силу этого, а также вследствие метасоматического роста кианита агрегаты последнего не содержат, как правило, сульфидных вростков.

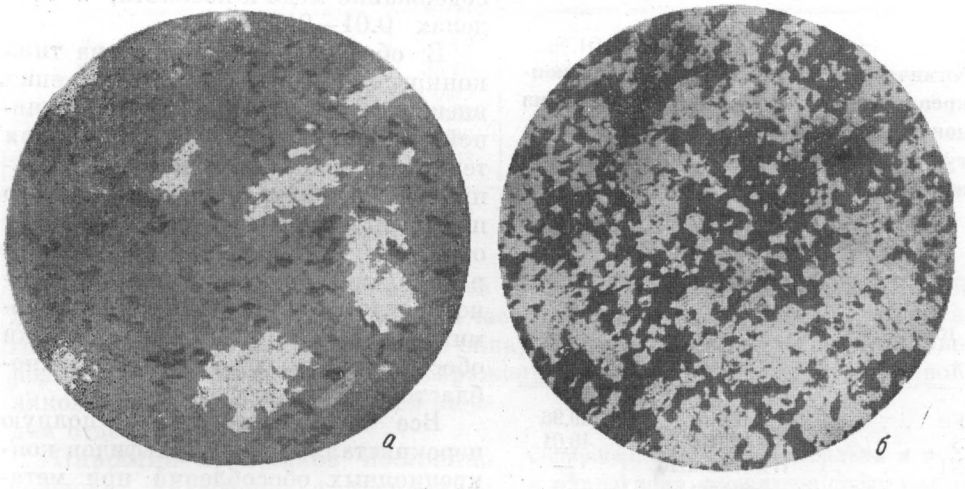


Рис. 129. Вкрапленность пирротина среди минералов основной ткани кианитовых сланцев.

а — мелкие редкие вкрапленники, замещающие силикатные минералы (шлиф № 412/24; ув. 36, отраженный свет); *б* — густая (сливная) вкрапленность (шлиф № 425/24; ув. 36, отраженный свет).

В целом распределение пирротинового оруденения в сланцах неравномерное, характеризующееся чередованием по разрезу слоев, обедненных и обогащенных сульфидами с вкрапленным оруденением или оруденением в форме прожилков.

При изучении полированных шлифов в отраженном свете также выявляются относительные морфологические особенности и различия пирротинового оруденения.

Вкрапленное пирротиновое оруденение различается в зависимости от размеров, формы вкрапленников и их густоты.

Крупные вкрапленники, размером от 0.5 мм до 5 мм, обычно изометрично развиты, независимо от направления сланцеватости. В составе слагающих их сульфидов пирротин резко преобладает, образуя крупные гипидиоморфные зерна, так что вкрапленник слагается двумя-тремя, реже большим числом отдельных зерен. В пирротине присутствуют вростки халькопирита и пентландита. Нередко вкрапленники пирротина имеют магнетитовые оторочки. Для самого пирротина характерны обычный его розовый цвет, присутствие отдельности по (001), резко выраженная анизатропия в поляризованном свете, иногда присутствие простых и сложных двойников.

Мелкие вкрапленники пирротина, размером от 0.5 мм и менее, вплоть до исчезающе малых, при сравнительно малой густоте вкрапленности всегда несколько вытянуты в плоскости сланцеватости и имеют весьма прихотливые, амебовидные внешние очертания (рис. 129, *а*). Включений

халькопирита и пентландита в них не наблюдается, но они могут замещаться магнетитом, частично или полностью.

Густая мелкая вкрапленность образуется зернами пирротина с более правильными очертаниями, сливающимися в сплошной губчатый агрегат (рис. 129, *б*). Среди пирротина и здесь отсутствуют видимые включения пентландита и халькопирита, но остутствует также и магнетит. Для пирротина, выделенного из участков с подобной густой вкрапленностью, было выполнено химическое определение содержания в нем никеля, меди и кобальта, показавшее полное отсутствие никеля и крайне низкое содержание меди и кобальта, в пределах 0.01—0.02%.

Таблица 44

Химический состав пирротина из конкреционных обособлений. Образец из конкреционного кианитового сланца тундры Тяпшманюку (обр. 172, скважина № 19, глубина 194 м. Коллекция Н. И. Плетневой, аналитик С. И. Смирнова)

Компоненты	Весовые проценты	В пересчете на 100%
Fe	60.10	59.96
S	40.10	40.01
Ni	Ничтожные следы	—
Cu	Следы	—
Co	0.03	0.03
Сумма .	100.23	100.0

В обособлениях пирротина типа конкреций форма его выделения внешне сходна с формой густой (сливной) вкрапленности. Колломорфная текстура конкреционных обособлений в структуре мелкозернистого пирротинового агрегата не находит отражения. Отдельные зерна пирротина среди силликатов имеют ксенобластическое развитие, а мономинеральные пирротиновые участки обособлений имеют типичную гранобластовую структуру.

Все это указывает на полную перекристаллизацию сульфидов конкреционных обособлений при метаморфизме. В шлифах среди пирротина, как правило, включения других сульфидных минералов отсутствуют, исключая случаи наложения более поздних процессов метасоматического замещения пирротина халькопиритом вдоль трещин.

Из образца подобного «конкреционного» пирротина, не содержавшего видимых под микроскопом посторонних сульфидных включений, был тщательно отобран материал для химического исследования. Удельный вес пирротина был найден: $d=4.55$.

Результаты химического анализа пирротина, приведенные в табл. 44, свидетельствуют о низком содержании в пирротине никеля, меди и кобальта и о сходстве его в этом отношении с пирротином вкрапленного оруденения.

Аналогичные результаты были получены для пирротинов конкреционных стяжений из кернов кианитовых сланцев с тонкопризматическим кианитом тундры Червурта (табл. 45).

Заниженная сумма анализов может быть объяснена частичным растворением силикатных минералов, не вошедших в сумму компонентов.

Пирротин прожилков заметно отличается от пирротина вкрапленников и конкреционных стяжений. В прожилках он образует преимущественно сплошные выделения, свободные от включений силикатных минералов или содержащих их в небольшом количестве.

С силикатными минералами — кварцем и мусковитом — пирротин в прожилках обнаруживает ксеноморфные взаимоотношения. Иногда заметно резорбирующее воздействие на пирротин позднего кварца.

Обычно в сплошных выделениях пирротин образует гипидиоморфнозернистый агрегат, причем отдельные слагающие его зерна имеют изо-

Таблица 45

Химический состав пирротинов конкреционных обособлений из кианитовых сланцев с тонкопризматическим кианитом тундры Червурта (коллекция И. В. Белькова, аналитик С. И. Смирнова)

Компоненты	Скв. № 1. Глубина 101.4 м		Скв. № 2. Глубина 69.5 м	
	Весовые проценты	В пересчете на 100% чистых сульфидов	Весовые проценты	В пересчете на 100% чистых сульфидов
Fe	55.18	61.10	57.55	60.29
S	35.10	38.85	36.61	38.23
Cu	0.03	0.03	1.20	1.22
Ni	0.02	0.02	0.09	0.09
Co	0.00	0.00	0.17	0.17
Нерастворимый остаток	8.03	—	2.50	—
Сумма	98.36	100.00	98.12	100.00

метричную форму и прямолинейные ограничения. Размер зерен обычно возрастает от краев к центральной части прожилков, где они могут достигать 2—3 мм. В отраженном свете обнаруживается отчетливый фиолетово-розовый цвет пирротина, резко выраженная анизотропия, отсутствие двойников, равномерная абсорбция в каждом отдельном зерне.

Пирротин прожилков постоянно содержит включения халькопирита и пентландита. Нередко по трещинам и по границам с силикатными минералами происходит замещение пирротина халькопиритом и пиритом, реже и в небольших масштабах — магнетитом.

В связи с присутствием в пирротине прожилков вростков пентландита было определено содержание меди, никеля и кобальта. В ряде образцов из различных скважин и с различных глубин аналитиком С. И. Смирновой были выполнены частные определения этих металлов.

Таблица 46

Содержание никеля, кобальта и меди в пирротинах прожилков среди кианитовых крупноконкреционных сланцев тундры Тяпшманюку

№ скважины	№ образца	Глубина по скважине, м	Содержание, в весовых процентах		
			Ni	Co	Cu
19	86	48	0.32	0.34	следы
19	160	177	0.24	0.19	0.40
19	173	195	0.24	0.48	0.04
21	330	102	0.25	0.37	0.16
	В среднем		0.26	0.35	0.15

Результаты, приведенные в табл. 46, свидетельствуют о постоянном присутствии в пирротине прожилков никеля, переменном содержании меди, связанной в халькопирите и постоянной примеси кобальта, для которого самостоятельных минералов не обнаружено. Особенно показательно относительно высокое содержание кобальта и преобладание его над никелем.

Пирротин прожилков отличается от пирротина вкрапленников не только морфологией и наличием вростков пентландита и халькопирита, но и параметрами элементарной ячейки и, следовательно, химическим составом. Согласно данным Э. Н. Елисеева и А. П. Денисова (1957), для пирротинов вкрапленников и прожилков установлены параметры элементарных ячеек и содержание серы, в атомных процентах (табл. 47).

Таким образом, для обр. 172 (пирротин вкрапленников) должен быть принят состав $Fe_{10}S_{11}$, в то время как для обр. 86 (пирротин прожилков)— Fe_9S_{10}.

Таблица 47

Параметры элементарных ячеек и содержание серы для пирротинов вкрапленников и прожилков

№ образца	a_0, в Кх	$\pm \Delta a_0$, в Кх	c_0, в Кх	$\pm \Delta c_0$, в Кх	c_0/a_0	v, в Кх	Содержание серы, в атомных процентах
172	3.4402	0.0023	5.7327	0.0150	1.6664	58.7551	52.36
86	3.4344	0.0037	5.7219	0.0058	1.6661	58.4467	52.63

Резюмируем результаты наблюдений над пирротином. Содержание сульфидов в кианитовых сланцах довольно высоко и составляет от 2—3 до 5—7%. Главная масса сульфидов в сланцах ниже зоны окисления представлена пирротином, а в зоне окисления — пиритом.

Различаются две главные формы выделения пирротина в сланцах: в прожилках и вкрапленное. Пирротин вкрапленников и конкреционных обособлений примеси никеля, кобальта и меди практически не содержит. Наоборот, переотложенный пирротин прожилков отличается постоянной примесью пентландита и халькопирита, с которыми связаны никель, кобальт и медь. Содержание кобальта в сульфидах средней пробы кианитового сланца (главным образом в пирротине) составляет 0.2%, в пирротине прожилков оно выше.

Исходя из соотношений содержания кобальта в пирротине прожилков, пирротине вкрапленников и в средней пробе, можно сделать вывод о преобладающем значении в кианитовых конкреционных сланцах пирротинового оруденения прожилков. Последние связаны с микротектоническими зонами, широко развитыми в кианитовых сланцах северного опрокинутого крыла Кейвского синклинория. Поэтому следует ожидать, что в кианитовых сланцах южного крыла роль прожилкового оруденения будет меньшей, что подтверждается наблюдениями над керном буровых скважин Червуртского месторождения кианитовых сланцев, где прожилки встречаются лишь спорадически. Пирротин не образует включений в кианите, а распределяется среди минералов основной ткани пород или в секущих и послойных трещинах.

Пирит — FeS_2 (теоретический состав: Fe — 46.6; S — 53.4). В кианитовых сланцах, как отмечалось, пириту принадлежит вполне определенная роль: он отсутствует в глубоких горизонтах, появляется в зоне окисления, развиваясь по пирротину, а в верхних частях зоны окисления является главным и практически единственным сульфидным минералом. Супергенная природа пирита здесь очевидна. Ниже зоны окисления пирит в незначительном количестве встречается в составе минералов сульфидных прожилков, где имеет, вероятно, гипогенное происхождение.

Существо и химизм процесса образования пирита за счет пирротина в зоне окисления детально рассмотрены С. С. Смирновым (1954), и на этом вопросе нет необходимости останавливаться.

В полированных шлифах из образцов кернов буровых скважин по мере приближения к поверхности прослеживаются все стадии развития пирита по пирротину.

В нижней части зоны окисления, на глубинах 50—60 м (до 80 м на тундре Безымянная и параморфических сланцах), отмечаются начальные стадии замещения пирротина, особенно пирротина прожилков, характеризующиеся выделением пирита по границам между зернами пирротина или вдоль трещин в виде тонких фестончатых оторочек. Пирротин вкрапленников здесь

также частично или полностью замещен пиритом, причем форма вкрапленников при этом сохраняется.

В более высоких горизонтах зоны окисления процесс замещения пирротина пиритом усиливается. Проникая по границам между зернами пирротина, пирит образует сплошную сеть, в петлях которой сохраняются неполностью замещенные зерна пирротина. Вдоль границы раздела пирротина и пирита наблюдается выделение мельниковита (тонкодисперсная разновидность пирита, имеющая черный цвет).

Таким образом, непосредственнно по пирротину образуется мельниковит, переходящий при дальнейшей перекристаллизации в пирит. В итоге весь пирротин оказывается замещенным агрегатом пирита и мельниковита.

Наконец, на границе зоны поверхностного выветривания и выщелачивания и зоны окисления (цементации), проходящей на глубинах 8—20 м, широко проявлены процессы перекристаллизации дисульфида железа, с образованием почковидных конкреций, натечных масс и инкрустационного выполнения трещин и пустот, с типичными в подобных случаях колломорфными текстурами возникающих кристаллических агрегатов, выявляющимися благодаря концентрически-зональному распределению мельниковита в пирите (рис. 130).

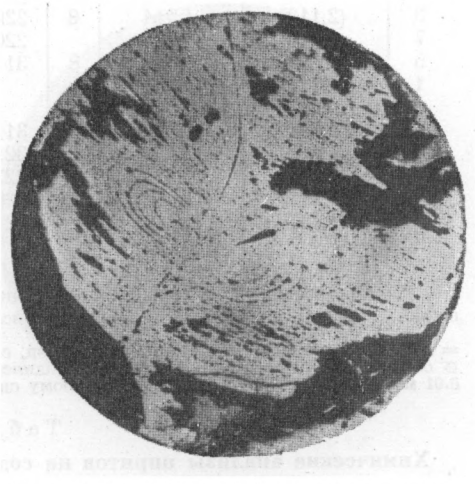


Рис. 130. Колломорфная текстура пирита, концентрически зональное распределение мельниковита (черный). Шлиф № 512/24 (ув. 33, отраженный свет).

Дисульфид железа конкреционных и крустификационных образований по внешним признакам — латунно-желтому с зеленоватым оттенком цвету, таблитчатому и копьевидному развитию отдельных кристаллов и др. — обнаруживает черты сходства с марказитом, который обычно и развивается по пирротину в зоне окисления (Смирнов, 1954); однако в полированных шлифах под микроскопом типичный для марказита эффект оптической анизотропии, отличающий его от пирита, не наблюдается.

Рентгеновское изучение подтвердило принадлежность минерала к пириту, который, возможно, представляет параморфозы по марказиту, первоначально возникавшему за счет пирротина и переотлагавшемуся в зоне цементации. В табл. 48 приведена рентгенограмма пирита, выполненная А. П. Денисовым.

Ранее отмечалось, что в отношении примеси кобальта, никеля и меди пирротин прожилков резко отличен от пирротина конкреций и вкрапленников. В связи с этим представлялось необходимым выяснить поведение кобальта, никеля и меди в пиритах, возникших по пирротинам.

Были сделаны химические анализы пирита из сульфидного прожилка, пирита из конкреционного стяжения и частные определения содержания интересующих металлов в пирите вкрапленников. Результаты химических анализов, выполненных С. И. Смирновой, приведены в табл. 49. Они свидетельствуют в основном об унаследовании пиритом примесей, содержащихся в пирротинах, хотя в процессе переотложения пирита естественно происходила миграция никеля, меди и, в меньшей мере, кобальта.

Кроме пирита явно супергенного происхождения, в сланцах в незначительном количестве содержится пирит гипогенный. Этот пирит встре-

Таблица 48

Рентгенограмма гипергенного пирита из коры выветривания кианитового конкреционного сланца (тундра Тяпшманюку)

$\frac{I}{I_1}$	$\frac{d\alpha}{n}$	$\frac{d\beta}{n}$	β	*hkl*	$\frac{I}{I_1}$	$\frac{d\alpha}{n}$	$\frac{d\beta}{n}$	β	*hkl*
4	3.124	2.831		111	1	(1.344)	1.209	β	
4	(2.998)	2.717	β	200	1	(1.300)	1.179	β	
9	2.704	(2.451)		200	1	(1.273)	1.154	β	
8	2.420	2.194		210	4	1.241	(1.125)		331
7	2.210	2.003		211	5	1.210	(1.096)		420
3	(2.112)	1.914	β	220	6	1.180	(1.070)		421
7	1.914	(1.735)		220	4	1.153	(1.045)		333
5	(1.799)	1.631	β	311	4	(1.147)	1.040	β	
1	(1.720)	1.559	β		7	1.104	1.001		422
1	(1.654)	1.499	β		2	(1.089)	0.987	β	
10	1.631	(1.478)		311	3	1.054	0.955		
3	(1.596)	1.447	β	321	10	1.040	(0.943)		333
5	1.561	1.415		222	8	1.004	0.910		
6	1.501	(1.360)		320	8	0.987	0.895		
7	1.447	(1.312)		321					

Примечание. Условия съемки: съемка велась на трубке типа БСВ-4 при неотфильтрованном железном излучении. При расчете использовались длины волн $K_{\alpha_{1,2}} = 1.934$ Å; $K_{\beta_{1,2}} = 1.753$ Å. Режим работы: напряжение 35 кв, сила тока 10 мА, экспозиция 39 ч, ∅ камеры 57.34 мм, ∅ обр. = 0.3 мм. Промер линий производился с помощью компаратора ИЗА-2 с точностью до 0.01 мм. Исправления вносились по особому снимку смеси минерала с 0.25 (по объему) NaCl.

Таблица 49

Химические анализы пиритов на содержание в них кобальта, никеля и меди

Характеристика образцов	Весовые проценты (в пересчете в сумме на 100%)				
	Fe	S	Co	Ni	Cu
Пирит, замещающий пирротин сульфидных прожилков. Тундра Тяпшманюку, скв. № 24, глубина 24.2 м	46.44	53.25	0.24	0.07	Ничтожные следы
Пирит, замещающий пирротин конкреционных стяжений. Тундра Червурта, скв. № 1, глубина 27.2 м .	46.74	52.79	0.07	0.02	0.38
Пирит, замещающий пирротин вкрапленников. Тундра Тяпшманюку, скв. № 22, глубина 42.9 м	—	—	0.01	0.00	0.02

чается в кварцево-сульфидных прожилках совместно с пирротином. В редких случаях наблюдалось идиоморфное развитие пирита в виде кристаллов, имеющих форму пентагондодекаэдра, заключенных в ксеноморфных выделениях пирротина. Чаще пирит выделяется самостоятельно, заполняя серии микротрещин в кварце, слагающем тело кварцево-сульфидных прожилков, или в микротрещинах непосредственно в сланце. В этих случаях пирит отлагался после пирротина, выделявшегося совместно с кварцем, возможно одновременно с халькопиритом, также обнаруживающим более позднее по сравнению с пирротином время своего выделения. Образование подобного позднего пирита знаменует увеличение роли серы к концу процессов отложения и переотложения сульфидов в кианитовых сланцах.

Халькопирит — $CuFeS_2$ (теоретический состав: Cu — 34.6; Fe — 30.5; S — 34.9). Среди сульфидных минералов в кианитовых сланцах халькопириту принадлежит подчиненная роль. Самостоятельных, сколько-нибудь значительных выделений он не образует и обычно сопутствует пирротину, в меньшей мере — пириту в кварцево-сульфидных прожилках. Во всех случаях халькопирит резко ксеноморфен по отношению к замещаемому пирротину. Так же ксеноморфен халькопирит по отношению к пириту, но возрастные их взаимоотношения не вполне определены, поскольку они не могут основываться на признаках идиоморфизма, если учесть возможность псевдоморфного замещения пирротина пиритом, при котором халькопирит сохранялся таким, каким он находился в пирротине.

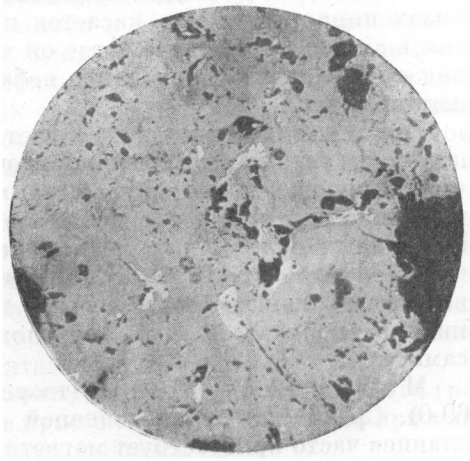


Рис. 131. Выделение пентландита (светлый) вдоль границ зерен пирротина (серый фон). Шлиф № 168/19 (ув. 45, отраженный свет).

Общее содержание халькопирита среди сульфидов невелико. Как следует из результатов химического анализа средней пробы сульфидов (табл. 43) и частных определений содержания меди в пирротинах прожилков (табл. 46), общее содержание халькопирита в пирротине (преимущественно прожилков) составляет менее 1%. Медь, связанная в халькопирите, так же как кобальт и никель, первоначально находилась в породах в рассеянном состоянии, в меньшей мере в составе первично-выделившихся сульфидов. Концентрация этих рассеянных металлов и локализация в составе минералов сульфидных прожилков осуществлялась растворами на заключительном этапе процессов регионального метаморфизма.

Пентландит — $(Fe, Ni)_9S_8$ (состав непостоянен: Fe=27—50; Ni=10—42; S=32—37; Co=1—2). Пентландит является постоянным спутником пирротина в сульфидных прожилках. Среди пирротина в полированных шлифах он резко выделяется своим кремово-желтым цветом, высокой отражательной способностью, оптической изотропностью и типичными формами выделения. Зерна его обычно настолько мелкие, что спайность в них обычно не проявляется. Наиболее крупные зерна пентландита достигают в поперечнике всего 0.1 мм, обычно же их размер составляет сотые доли миллиметра и менее, вплоть до исчезающе малого. Параллельно с размером меняется их форма и характер выделения пентландита.

Наиболее крупные выделения пентландита наблюдаются в виде зерен неправильной, часто прихотливой формы вдоль границ и на стыках более крупных пирротиновых зерен (рис. 131).

В подобных случаях очевидно более позднее по отношению к пирротину выделение пентландита, вероятно связанное с его переотложением.

Другой, самой распространенной формой выделения пентландита являются тонкие короткие пластинки, ориентированные вдоль спайных плоскостей пирротина. Такие пластинки, обычно рассматривающиеся в качестве продукта распада твердого раствора, нередко встречаются группами по нескольку штук в одном зерне пирротина, преимущественно с краев. Нередко также пластинки пентландита располагаются вдоль крупных тре-

щин спайности в пирротине, нормально к их плоскостям. Наблюдающиеся закономерности в распределении пластинчатых выделений пентландита в пирротине плохо согласуются с представлением о распаде твердого раствора и скорее свидетельствуют о переотложении пентландита вдоль трещин в тех местах, куда был облегчен доступ растворов.

Наконец, постоянно наблюдается выделение пентландита внутри зерен пирротина в виде пылевидной вкрапленности, различимой лишь при максимальных увеличениях микроскопа. Возможно, что главная масса пентландита в пирротине связана именно с этой формой его выделения, количественный учет которой невозможен.

Пентландит, очевидно, связывает весь никель, определяющийся в анализах пирротинов. Что касается кобальта, то необходимо допустить его связь с самим пирротином, где он может изоморфно замещать железо, так как в пентландите содержание кобальта обычно в 20—30 раз менее содержания никеля.

Присутствие пентландита в составе сульфидных минералов (в ассоциации с пирротином и халькопиритом) в высокоглиноземистых метаморфических породах является необычным фактом и представляет определенный теоретический интерес с точки зрения анализа условий формирования эндогенных сульфидных медно-никелевых месторождений. Несомненно, что природа сульфидов в кианитовых сланцах в своей основе первичноосадочная и что миграция и концентрация таких элементов, как никель, кобальт и медь, обусловливались метаморфическими процессами.

Магнетит — $FeFe_2O_4$ (теоретический состав: FeO — 31.0; Fe_2O_3— 69.0). Среди минералов основной слюдяно-кварцевой ткани кианитовых сланцев часто присутствует магнетит в виде мельчайшей рудной вкрапленности, не различимой невооруженным глазом. Ближайшее изучение магнетита в полированных шлифах позволило выявить наличие тесной зависимости между магнетитовым и вкрапленным сульфидным оруденением сланцев. Эта связь выражается в приуроченности магнетита к вкрапленникам пирротина в сланцах. Пирротин крупных вкрапленников обычно частично замещен магнетитом, главным образом по краям зерен. Мелкие вкрапленники пирротина иногда замещаются полностью с сохранением первоначальной формы, т. е. с образованием псевдоморфоз магнетита по пирротину.

Не менее характерно и псевдоморфное замещение магнетитом ксеноморфных выделений пирротина в кварцево-сульфидных прожилках. Следовательно, процесс замещения пирротина магнетитом имеет повсеместное развитие. Поскольку он не обнаруживает зависимости от процессов вторичного минералообразования в зоне гипергенеза, становится очевидной его связь с наиболее поздними этапами метаморфического минералообразования, имевшего место после окончания выделения сульфидов в прожилках, в том числе и пирита, также иногда подвергающегося замещению магнетитом. Возникновение на заключительных стадиях минералообразования магнетита, замещающего сульфиды, свидетельствует о повышении активности кислорода при одновременном снижении активности серы.

Распределение магнетита в кианитовых сланцах весьма неравномерно. В какой-то мере оно подчинено характеру распределения сульфидной вкрапленности (роль магнетита в кварцево-сульфидных прожилках невелика из-за малой удельной поверхности подвергавшихся замещению крупных выделений пирротина), весьма непостоянной, меняющейся от прослоя к прослою. Меняется также и степень замещения пирротина вкрапленников в отдельных прослоях без видимой закономерности. Поэтому оценка содержания магнетита в сланцах является условной. Вероятно, оно не

превышает десятых долей процента, если учесть, что главная масса сульфидов не замещена магнетитом.

Р у т и л — TiO_2. В кианитовых сланцах рутил является главным титансодержащим минералом. В нижнем продуктивном пласте кианитовых сланцев пачки Б рутил является практически единственным минералом титана. Если не считать ничтожных количеств титана, изоморфно входящего в кристаллическую решетку слюд, ставролита и, может быть, кианита, главное его валовое содержание в кианитовых сланцах связано именно с рутилом. Поэтому о содержании рутила в кианитовых сланцах достаточно надежно можно судить по валовому содержанию двуокиси титана. Как следует из данных химических анализов, среднее содержание рутила в кианитовых сланцах составляет несколько более 1%.

В главной своей массе рутил выделяется в форме мелких призматических кристаллов, размером до 0.1 мм, вдоль длинной оси и в виде более крупных сростков кристаллов. В шлифах среди запыленных графитоидом минералов основной ткани кианитовых сланцев рутил с трудом различим. Он становится хорошо заметным среди минералов, обедненных графитоидом, к которым относятся переотложенный кварц, мусковит, плагиоклаз.

Распределение рутила как в породах, так и среди минералов пород неравномерное. Содержание рутила в сланцах меняется от прослоя к прослою, мощность которых часто не превышает 1—2 см. В отдельных прослоях оно достигает нескольких процентов, в соседних с ними прослоях может снижаться до немногих долей процента. По-видимому, это отражает первичный характер распределения титана в осадке.

Среди кварца основной ткани кианитовых сланцев, запыленного графитоидом, рутил образует мельчайшие кристаллы, заметные лишь при максимальных увеличениях микроскопа в сходящемся свете.

В проходящем свете при малых и средних увеличениях такой рутил незаметен. В светлом перекристаллизованном кварце рутил образует более редкие, но значительно более крупные выделения в виде хорошо образованных кристаллов, коротко- или длиннопризматических. Аналогична форма выделения рутила и среди участков, обогащенных мусковитом, причем устанавливается прямая зависимость между размерами пластинок мусковита и кристаллов рутила, свидетельствующая об одновременной их перекристаллизации (собирательной кристаллизации).

Среди кианита параморфоз по хиастолиту рутил практически отсутствует, что можно видеть и по данным химических анализов кианита параморфоз. Следовательно, в процессе роста кристаллов хиастолита рутил как минерал или отсутствовал еще в породе, или отталкивался растущими кристаллами хиастолита, как и углеродистое вещество.

В тонкоигольчатых и призматических агрегатах кианита рутил всегда присутствует в некотором количестве, образуя скопления мелких зерен совместно с графитоидом на стыках кристаллов кианита, куда графитоид и рутил выталкивались во время роста кианита. Значительная часть рутила растущими конкреционными или сноповидными агрегатами кианита выталкивалась к их периферии, где часто наблюдается скопление рутила. Поэтому в конкреционном кианите содержание рутила понижено по сравнению с содержанием во вмещающей кианит ткани породы, что можно видеть и по данным химических анализов кианита конкреционных и иных агрегатов.

Таким образом, рутил концентрируется в основной ткани кианитовых сланцев. Главная масса его зерен не образует включений в других минералах, в связи с чем при дроблении рутил легко высвобождается и может накапливаться в продуктах обогащения кианитовых руд. В выделенном из основной слюдяно-кварцевой ткани кианитовых сланцев концентрате

рутил находится в виде идиоморфных кристаллов, размер которых колеблется от 0.3 мм до 0.05 мм вдоль длинной оси (рис. 132).

Учитывая относительно высокое содержание рутила в кианитовых сланцах, уместно поставить вопрос о возможности его практического использования при комплексном обогащении кианитовых руд, а также об организации в районах, тяготеющих к Кейвам, поисков россыпных месторождений титановых минералов, имеющих тенденцию к накапливанию в рыхлых продуктах выветривания содержащих их пород (Малышев, 1957).

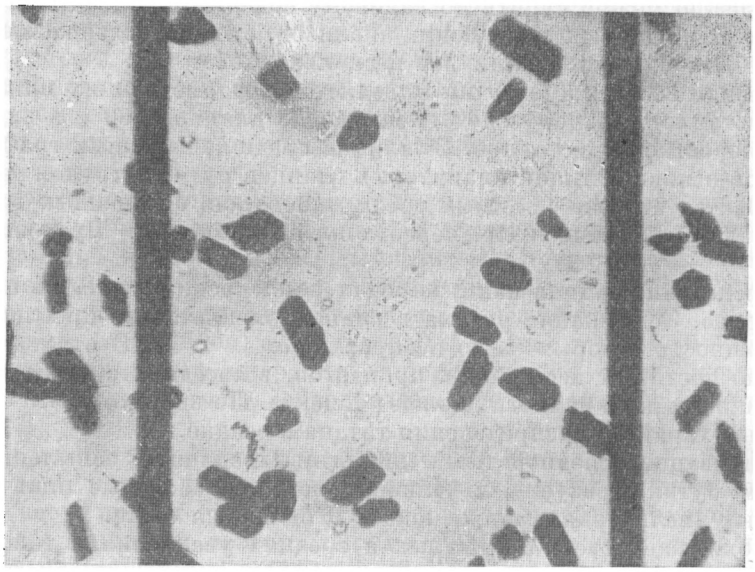


Рис. 132. Рутил, выделенный из основной слюдяно-кварцевой ткани крупноконкреционного кианитового сланца (фото шлиха; ув. 60; расстояние между сплошными черными линиями соответствует 1 мм).

Ильменит — $FeTiO_3$ (теоретический состав: FeO — 47.3; TiO_2— 52.7). В кианитовых сланцах ильменит приурочен к верхней части продуктивного пласта, где он обедняется кианитом и относительно обогащается ставролитом. В целом же содержание ильменита в кианитовых сланцах незначительно, в то время как в ставролито-кианитовых сланцах оно достигает заметной величины — 2—3% и более. Всегда образуется ильменит и в кианитовых сланцах, измененных контактовым воздействием метабазитов. В неизмененных собственно кианитовых сланцах ильменит отсутствует и практически весь титан связан в форме рутила.

В кианитовых сланцах из верхних частей продуктивного пласта ильменит образует относительно богатую вкрапленность. Он выделяется в виде пластинок, имеющих более или менее правильную шестиугольную форму, размер которых составляет до 3—5 мм в поперечнике при 0.1—0.3 мм в толщину. Пластинки ильменита большей частью ориентированы беспорядочно, безотносительно к ориентировке плоскости сланцеватости. Вместе с тем нередко наблюдается преимущественное их расположение в одной плоскости, не совпадающей с ориентировкой плоскости первичной слоистости (рис. 133).

Ильменит легко извлекается в электромагнитную фракцию, в связи с чем не представляет трудности установление его весового содержания в сланцах. Выполненные определения показали, что содержание его

сильно колеблется, главным образом от места взятия пробы в стратиграфическом разрезе кианитовых сланцев пачки Б. В кианитовых сланцах продуктивного пласта ильменит отсутствует.

В переходных сланцах верхней части продуктивного пласта ильменит содержится в количестве 0.5—1.5% (весовых). В следующем вверх по разрезу пласте ставролито-кианитовых сланцев содержание ильменита возрастает до 1.5—2.0% (весовых). В верхнем продуктивном пласте кианитовых сланцев ильменит вновь практически отсутствует. Наконец, в следую-

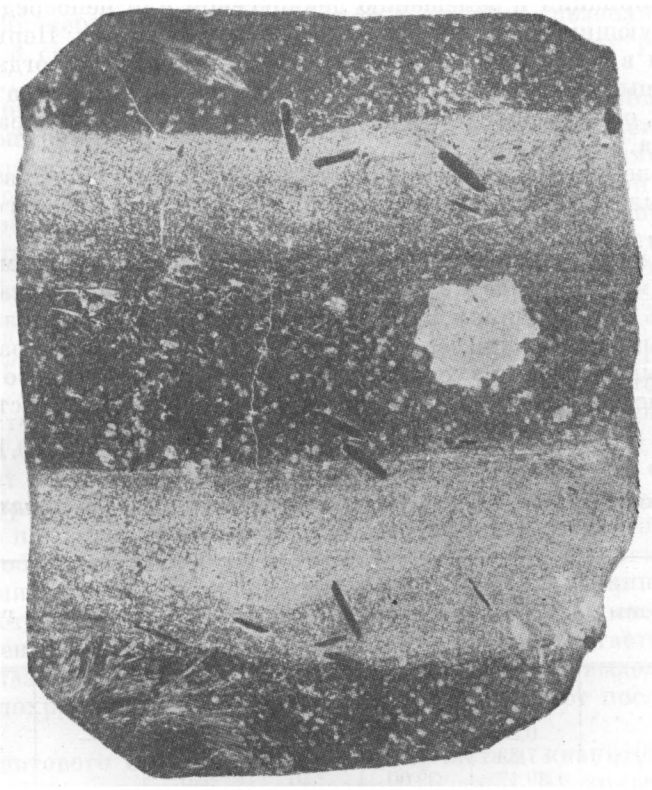


Рис. 133. Ильменит (черные пластинки) в кианитовом сланце с хорошо выраженной первичной слоистостью. Шлиф № 7/50 (ув. 5, без анализатора).

щем вышележащем пласте ставролито-кианитовых сланцев содержание ильменита составляет от 1.5 до 3.5% (весовых), в отдельных случаях достигая 4—5%. Повышенные содержания титана в ставролито-кианитовых сланцах, где он связан в форме ильменита при резко подчиненном значении рутила, находят подтверждение и в данных химических анализов различных ставролито-кианитовых сланцев:

Обр. 73/56 — сноповидно-лучистый ставролито-кианитовый сланец, 1.42% TiO_2.
Обр. 73/57 — сноповидно-лучистый ставролито-кианитовый сланец, 2.13% TiO_2.
Обр. 13/29 — радиально-лучистый ставролито-кианитовый сланец, 1.75% TiO_2.
Обр. 13/24 — призматически-зернистый ставролито-кианитовый сланец, 2.23% TiO_2.
Обр. 13/23 — порфиробластический ставролито-кианитовый сланец, 1.63% TiO_2.

Содержание титана, если принять, что он в анализированных образцах связан в ильмените, составляет от 2.7% (для образца с 1.42% TiO_2) до

4.2% (для образца с 2.23% TiO_2), что достаточно близко совпадает с данными весового определения содержания ильменита.

Ильменит в кианитовых сланцах не образует включений в кианите (за исключением идиобластического кианита из зон контактов с метабазитами). По-видимому, он выделялся позднее кианита. Вместе с тем ильменит постоянно образует включения в ставролите, плагиоклазе и других минералах посттектоничной кристаллизации.

При дифференциальных движениях, сопровождавших складкообразование, в этап повторного регионального метаморфизма ильменит подвергался деформации и замещению лейкоксеном или непосредственно рутилом, образующим иногда псевдоморфозы по ильмениту. Первичными же включениями в ильмените являются кварц, мусковит и иногда пирротин. В полированных шлифах в нем наблюдаются также пластинчатые выделения гематита, образующие с ильменитом типичные структуры распада твердого раствора.

Для выделенного из электромагнитной фракции кианитовых сланцев ильменита был выполнен химический анализ, данные которого представлены в табл. 50.

В ходе анализа разложение ильменита велось растворением в кислоте, благодаря чему был выделен нерастворимый силикатный остаток, составивший 6.7% от величины навески ильменита. Для анализированного ильменита был также определен удельный вес, найденный равным 4.46. Пересчитанный удельный вес ильменита из расчета удельного веса силикатного нерастворимого остатка, равного 2.65 (кварц), составит 4.58.

Таблица 50

Химический состав ильменита из кианитовых сланцев (коллекция И. В. Белькова, аналитик А. В. Мокрецова)

Компоненты	Весовые проценты	Приведенные к 100%	Молекулярное количество	Ильменит	Рутил	Гематит
TiO_2	52.81	52.56	657	558	99	
Al_2O_3	0.23	0.23	(2)	—	—	—
Fe_2O_3	7.23	7.20	45			45
FeO	39.17	39.00	540	540		
MgO	0.32	0.32	8	8		
CaO	0.02	0.02	—	—		
MnO	0.67	0.67	10	10		
Сумма	100.45	100.00	1260	1116	99	45
В пересчете на 100%			100.00	88.6	7.8	3.6

Высокое содержание ильменита в кианитсодержащих сланцах пачки Б предопределяет возможность его накопления совместно с рутилом в рыхлых продуктах разрушения кристаллических сланцев Кейв. В силу малого содержания ильменита в собственно кианитовых сланцах нижнего продуктивного пласта при обогащении последних он существенной роли иметь не будет.

Гематит — Fe_2O_3. Самостоятельных выделений в кианитовых сланцах гематит не образует. Встречается исключительно в срастании с ильменитом, в котором присутствует в количестве до 10% как продукт распада твердого раствора.

Б и о т и т — $K(Fe, Mg)_3 (OH, F)_2 [AlSi_3O_{10}]$ (состав переменный). В кианитовых сланцах биотит присутствует в незначительных количествах, причем распределен неравномерно. Относительная его концентрация возрастает в пределах обедненных кианитом и графитоидом прослоев, с повышенным содержанием плагиоклаза, слюд, сульфидов и ставролита. В целом содержание биотита повышается в верхней части продуктивного пласта кианитовых сланцев и, далее, в ставролито-кианитовых сланцах — вверх по разрезу.

Приблизительная оценка содержания биотита, основанная на визуальном изучении кернов буровых скважин и шлифов, позволяет предполагать среднее содержание биотита в кианитовых сланцах равным 0.1—0.2%.

Биотит выделяется в форме сравнительно крупных ксенобластовых пластинок диаметром до 5—6 мм. Края ксенобласт биотита всегда неровные, как бы оборванные. Весьма характерными для биотита являются палимпсестовые структуры, свидетельствующие о посттектонической его кристаллизации. Время выделения биотита устанавливается вполне определенное — после кристаллизации ставролита, который иногда замещается биотитом, и до начала выделения плагиоклаза, постоянно включающего и ставролит, и биотит.

В шлифах биотит обнаруживает сильный плеохроизм от темно-бурого цвета по *Ng* до бледно-желтого цвета по *Np*. Оптически отрицателен, псевдоодноосен. Показатели преломления биотитов из кианитовых сланцев весьма постоянны и укладываются в следующие пределы колебаний: $Ng=Nm=1.613—1.615$; $Np=1.573—1.578$ (с точностью ± 0.003).

В биотит постоянно бывают включены другие минералы сланцев: графитоид, кварц, рутил, циркон, рудные. Вокруг зерен циркона наблюдаются отчетливые плеохроичные ореолы. Нередко отмечается замещение биотита хлоритом, обнаруживающееся вследствие ослабления окраски и плеохроизма и понижения силы двупреломления хлоритизированных участков, границы которых с незамещенным биотитом неясные, постепенные. Биотит, включенный в плагиоклаз, хлоритизации не подвергается, что может служить указанием на образование хлорита уже после выделения плагиоклаза, предохраняющего включенный в него биотит от последующих изменений.

Из кианитового сланца с радиально-лучистым кианитом биотит был выделен для химического исследования. В табл. 51 приведены результаты химического анализа биотита и его пересчет. Биотит не растирался.

В результате получена расчетная формула биотита:

$$K_{0.72}Na_{0.08}[H_3O]_{0.16}(Mg_{1.43}Fe''_{0.78}Fe'''_{0.10}Al_{0.57})_{2.88}\cdot(F_{0.36}OH_{1.64})_{2.00}[Al_{1.23}Ti_{0.07}Si_{2.70}O_{10}].$$

В биотите имеется нехватка катионов щелочей и двухвалентных катионов, частично компенсированная вхождением в решетку трехвалентных катионов алюминия и железа по схеме четырехвалентного изоморфизма. Таким образом, состав биотита в известной мере отражает характер состава среды, в которой он возникал и для которой характерен избыток глинозема и дефицит щелочей.

Биотит как по количественному содержанию, так и по своим свойствам для качественной оценки кианитовых руд практического значения не имеет.

Х л о р и т — $(Mg, Fe)_{6-p}(Al, Fe'')_{2p}Si_{4-p}[OH]_8$ (состав переменный). В кианитовых сланцах распределение хлорита аналогично распределению биотита, с которым хлорит обычно ассоциируется. Количественно же хлорит в неизмененных сланцах распространен менее биотита. Выделяется

Таблица 51

Химический состав биотита из радиально-лучистого кианитового сланца (коллекция И. В. Белькова, аналитик В. Г. Загинайченко).

Компоненты	Весовые проценты	Молекулярное количество	Атомное количество кислорода	Число атомов кислорода в пересчете на 12	Атомное количество катионов	Число атомов катионов
SiO_2	36.74	612	1224	5.40	612	2.70
TiO_2	1.26	16	32	0.14	16	0.07
Al_2O_3	20.68	203	609	2.70	406	1.80
Fe_2O_3	1.84	11	33	0.14	22	0.10
FeO	12.82	178	178	0.78	178	0.78
MnO	0.06	—	—	—	—	—
MgO	13.13	325	325	1.43	325	1.43
CaO	0.04	—	—	—	—	—
K_2O	7.63	81	81	0.36	162	0.72
Na_2O	0.72	11	11	0.04	22	0.08
BaO	0.24	—				
H_2O^+	3.53	196	196	0.90	406	1.80
H_2O^-	0.13	7	7			
F	1.56	82	82	0.36		
Сумма	100.38	—	2778			
$F_2=O$	0.62	—	41			
Сумма	99.76		2737			

хлорит преимущественно в виде самостоятельных, довольно крупных, до 0.5 см в длину, лейстовых порфиробласт, располагающихся в сланцах безотносительно к элементам ориентировки слоистости и сланцеватости. Часто хлорит развивается непосредственно по биотиту, на что указывалось ранее.

В контактных зонах с метабазитами в измененных сланцах наблюдалось в отдельных случаях замещение хлоритом ставролита, с образованием псевдоморфоз по нему, а также появление узких плагиоклазо-хлоритовых оторочек метасоматического происхождения.

В кианитовых сланцах хлорит имеет зеленовато-серый цвет, постоянно содержит включения несиликатных минералов — графитоида, рутила, ильменита и др., образующие типичные палимпсестовые структуры в хлорите (рис. 134). Края порфиробласт хлорита обычно ровные, прямолинейные в отличие от сложной конфигурации порфиробластических выделений биотита. В шлифах хлорит обнаруживает отчетливый плеохроизм от бутылочно-зеленого по Np до бледно-желтого, почти бесцветного по $Ng=Nm$. В скрещенных николях при угасании он нередко имеет аномальную синюю или фиолетовую интерференционную окраску, часто полисинтетически сдвойникован по (001) (рис. 134), оптически положителен, псевдоодноосен. Показатели преломления хлоритов из различных образцов постоянны и колеблются в пределах $Ng=Nm=1.606—1.618$, что указывает на изменчивость содержания в хлорите железа. Двупреломление хлоритов низкое, обычное для них, $Ng—Np=0.003—0.004$. По совокупности оптических свойств хлориты из кианитовых сланцев относились к пеннину. Это не подтверждается данными химического анализа хлорита из крупноконкреционного кианитового сланца тундры Тяпшманюку. Результаты химического анализа из нерастертого материала приведены в табл. 52.

Кристаллохимическая формула хлорита, если исходить из химического анализа, будет следующей

$$[Si_{2.56}Ti_{0.08}Al_{1.36}O_{10}]\{(Al_{1.47}Fe^{\cdots}_{0.23})_{1.70}(Fe^{\cdot\cdot}_{1.45}Mg_{2.70})_{4.15}\}_{5.85}(OH_{7.86}F_{0.14})_{8.00}0.08H_2O.$$

Согласно этой формуле по Д. П. Сердюченко (1953), хлорит из кианитовых сланцев относится к ряду корундофиллита и ближе всего по составу отвечает корундофиллиту. Показатели преломления и другие оптические свойства исследованного корундофиллита соответствуют таковым для хло-

Рис. 134. Хлорит среди минералов основной слюдяно-кварцевой ткани (с вкрапленниками пирротина). Палимпсестовая структура хлорита, свидетельствующая об его посттектоничной кристаллизации. Шлиф № 315/21 (ув. 45, николи скрещены; угасание неполное).

ритов с найденным соотношением закисного, окисного железа и магния (в соответствии с диаграммой зависимости светопреломления хлоритов от содержания закисного железа; по Д. П. Сердюченко, 1953). В минеральном составе кианитовых сланцев как руд хлорит практического значения не имеет.

Выделение хлорита в сланцах имело место в наиболее поздние стадии минералообразования, связанного с регрессивным этапом второго регионального метаморфизма сланцев свиты кейв.

Г р а н а т — $R_3^{\cdot\cdot}R_2^{\cdot\cdot\cdot}[SiO_4]_3$, где $R^{\cdot\cdot}$=Mg, Ca, Mn, $Fe^{\cdot\cdot}$, $R^{\cdot\cdot\cdot}$=Al, $Fe^{\cdot\cdot\cdot}$, $Cr^{\cdot\cdot\cdot}$ (по составу представляет собой изоморфный ряд). Гранат в кианитовых сланцах встречается спорадически, главным образом в участках кианитовых сланцев, обедненных кианитом. При этом выделение граната приуро-

Таблица 52

Химический состав хлорита из кианитового крупноконкреционного сланца (коллекция И. В. Белькова, аналитик А. М. Бондарева).

Компоненты	Весовые проценты	Молекулярное количество	Число атомов кислорода	Число атомов катионов в расчете на 14 атомов кислорода
SiO_2	25.12	418	836	2.56
TiO_2	1.01	13	26	0.08
Al_2O_3	23.60	231	693	2.83
Fe_2O_3	2.97	19	57	0.23
FeO	17.05	237	237	1.45
MgO	17.34	430	430	2.70
CaO	0.16	3	1	—
MnO	0.13	1	1	—
K_2O	0.04	—	—	—
Na_2O	0.07	—	—	—
H_2O^+	11.78	654	654	8.02
H_2O^-	0.54	—	—	—
CO_2	0.12	2	—	—
F	0.41	21	21	0.14
Сумма	100.34		За исключением воды и фтора, 2.281	
$F_2=O$	0.17			
Сумма	100.17			

чено к прослоям, обогащенным железистыми минералами — ставролитом, биотитом, сульфидами, ильменитом. Гранат выделяется в форме сравнительно крупных идиобласт размером до 3—5 мм в диаметре или порфиробласт до 10 мм в поперечнике. Порфиробластические кристаллы имеют форму ромбододекаэдров, обычно в комбинации с тетрагонтриоктаэдром. Цвет граната лиловато-розовый, бледных оттенков. В шлифах полностью изотропен, сильно трещиноват, в отличие от граната сланцев пачки А содержит минимальное количество посторонних включений, к числу которых относятся кварц, графитоид, рутил, рудные минералы. Показатель преломления N равен 1.82. Удельный вес найден $d=4.17$. Химический состав граната и пересчет анализа приведены в табл. 53, в которой для сравнения помещен анализ типичного граната из ставролито-гранатовых сланцев пачки А.

Результаты химического исследования приводят к выводу о своеобразном составе граната, находящегося в кианитовых сланцах, который отличается высоким содержанием спессартиновой молекулы, что мало характерно для гранатов метаморфических сланцев и свойственно гранатам пегматитов.

Спектральный качественный анализ граната также выявил некоторые особенности его химизма, в частности концентрацию в нем иттрия и скандия, что также свойственно марганцовистым гранатам пегматитов и необычно для гранатов метаморфических сланцев (Джафф, 1952).

Вероятно, акцессорный гранат в кристаллических сланцах в отличие от породообразующего (возникая в сходных условиях метаморфизма) может концентрировать некоторые содержащиеся в малых количествах элементы (марганец, иттрий, скандий) и приобретать существенно отличный состав от состава породообразующего граната, определяющегося физико-химическими параметрами системы в условиях, при которых происходило минералообразование.

Таблица 53

Химический состав граната из кианитовых крупноконкреционных сланцев (коллекция И. В. Белькова, аналитик В. Г. Загинайченко)

Компоненты	Гранат из пачки А, тундра Воргельурта	Гранат из кианитовых сланцев, тундра Тяпшманюку									
		весовые проценты	приведенные к 100%	молекулярные количества	Al	Sp	Py	Gr	кианит	кварц	рутил
SiO_2 . . .	38.63	39.20	39.17	653	357	131	60	48	7	50	
TiO_2 . . .	0.13	0.13	0.13	1	119	44	20	16	7		1
Al_2O_3 . . .	19.98	20.98	20.96	206							
Fe_2O_3 . . .	2.59	2.45	—								
FeO	29.48	23.29	25.48	357	357						
MgO . . .	2.65	2.42	2.42	60			60				
CaO	4.32	2.72	2.72	48				48			
MnO . . .	2.34	9.13	9.12	131		131					
П. п. п. . .	0.00	0.06									
Сумма .	99.99	100.38	100.00	1456	883	306	140	112	14	50	1
Пересчет на 100% валового состава						95.47					
Пересчет на 100% компонентов граната					59.86	22.01	10.07	8.06			

О р т и т — $(CaCe\cdots)_2(Al,Fe)_3O(OH)[SiO_4][Si_2O_7]$ (состав непостоянный). В кианитовых сланцах ортит распространен повсеместно и распределен относительно равномерно. Находясь среди минералов основной слюдяно-кварцевой массы кианитовых сланцев, ортит в зоне гипергенеза крайне легко выветривается, практически полностью. Относительно хорошо он сохраняется внутри порфиробластических выделений плагиоклаза, в известной мере предохраняющего ортит от выщелачивания.

Ортит в кристаллических сланцах образует удлиненнопризматические, заостренные на концах кристаллы размером до 20—30 мм в длину и до 1 мм в поперечнике. Обычно наблюдаются одиночные кристаллы ортита, но нередко они образуют радиальные сростки и в этих случаях служат центром роста порфиробласт плагиоклаза, заключающего их полностью или частично. Преимущественно ортит концентрируется в прослоях, обедненных кианитом. Ни в одном случае не наблюдалось включение ортита непосредственно в кианит параморфических, конкреционных или иных агрегатов, но отмечается совместный рост ортита с кианитом радиально-лучистых «солнц». Таким образом, время образования ортита относится примерно ко времени выделения ставролита — в основном после кианита, но до плагиоклаза.

Цвет ортита в относительно неизмененных участках его кристаллов черный. При изменении он переходит в серо-зеленый, наиболее характерный для подавляющей массы ортита в сланцах. При разрушении ортит становится бурым вследствие выделения гидроокислов железа.

В шлифах ортит, как правило, полностью изотропен. Двупреломляют иногда участки, где возникли вторичные кристаллические продукты его изменения. Цвет наименее измененного ортита грязно-зеленый, при разрушении переходящий в бурый, коричневый, красновато-коричневый различных оттенков.

Вокруг кристаллов ортита, обнаруживающих обычно концентрически зональное строение, когда они заключены в плагиоклазе, развивается зо-

нальная трещиноватость, всегда наблюдающаяся вокруг метамиктных минералов.

Показатели преломления ортитов непостоянны, как и другие их свойства, что связано с неизмененностью минерала. Для наименее измененных изотропных ортитов $N=1.627$. Для более измененных ортитов он снижается до 1.594 и в одном случае был отмечен $N=1.586$. Полностью разложенный бурый ортит имеет $N=1.755$, что относится, конечно, уже не к ортиту, а к продукту его изменения (гетит?).

Химический состав ортита из кианитовых сланцев, так же как и его удельный вес подтверждают значительную степень измененности ортита. Удельный вес ортита найден $d=2.79$, т. е. значительно меньше обычных для ортитов значений удельного веса.

Химический анализ свидетельствует о значительном выносе из ортита кальция и редких земель и сильной гидратации минерала. Результаты химического анализа представлены в табл. 54.

Таблица 54

Химический состав измененного ортита из кианитовых сланцев (коллекция И. В. Белькова, аналитик З. И. Горощенко)

Компоненты	Весовые проценты	Молекулярное количество	Компоненты	Весовые проценты	Молекулярное количество
SiO_2	34.77	578	Na_2O	0.35	5
TiO_2	1.23	15	P_2O_5	0.54	4
ZrO_2	0.51	4	ThO_2	0.97	4
Al_2O_3	21.94	215	Ce_2O_3	2.51	8
Fe_2O_3	11.17	70	$\Sigma(Di, La)_2O_3$	2.97	9
FeO	5.13	71	ΣY_2O_3	0.48	2
MgO	0.57	14	H_2O^+	9.49	527
CaO	1.94	35	H_2O^-	4.49	250
MnO	0.09	1	П. п. п.	0.75	
K_2O	0.29	3			
			Сумма	100.19	

В заключение следует отметить, что повсеместное и более или менее равномерное распространение ортита в кианитовых сланцах, одинаковая всюду форма его выделения и взаимоотношения с другими минералами сланцев определенно свидетельствуют о возникновении ортита в процессе метаморфизма за счет материала самих первичных осадков, а не путем привноса извне. Ортит явился главным минералом, сконцентрировавшим редкие земли и торий (вероятно, и уран), находившиеся в глинистых осадках в рассеянном состоянии.

Клиноцоизит — $Ca_2(Al, Fe)_3O(OH)[SiO_4][Si_2O_7]$ (теоретический состав: CaO — 24.6; Al_2O_3 — 33.9; SiO_2 — 39.5; H_2O — 2.0; может содержать до 10% Fe_2O_3). Клиноцоизит в кианитовых сланцах является обычным минералом, широко распространенным, но не образующим сколько-нибудь заметных скоплений. Он всегда наблюдается в ассоциации с плагиоклазом, за счет которого образуется. Внутри плагиоклаза клиноцоизит нередко образует идиобластические выделения. Размер его кристаллов и ксеноморфных зерен редко превышает 0.1 мм.

В шлифах клиноцоизит обнаруживает окраску от светло-желтой до почти бесцветной, не плеохроирует; обычно оптически положителен, что и определяет его принадлежность к клиноцоизиту в отличие от эпидота; спайность из-за малых размеров зерен не проявляется.

Показатели преломления колеблются в относительно широких пределах: Ng=1.735—1.742; Np=1.715—1.730. Эти величины показателей преломления свойственны маложелезистым членам группы эпидота — клиноцоизитам. Угол c : Np составляет 2—3°, что также свойственно клиноцоизитам. Таким образом, по совокупности оптических свойств минерал диагносцируется как клиноцоизит, присутствие которого в сланцах вполне естественно, если учесть его образование за счет плагиоклаза, при минимальном содержании железа в окружающей среде.

Апатит — $Ca_5(F, OH)[PO_4]_3$ (теоретический состав: CaO — 55.5; P_2O_5 — 42.3; F — 3.8). В составе кианитовых сланцев апатит встречается в совершенно незначительном количестве, в виде очень мелких округлых зерен. Обнаруживается в шлифах спорадически и с трудом. Не исключена возможность, что действительное содержание апатита много выше фиксирующегося, но в тонкозернистой слюдяно-кварцевой основной ткани сланцев, запыленный углеродом он неразличим.

Циркон — $Zr[SiO_4]$ (теоретический состав: ZrO_2—67.2; SiO_2 — 32.8). Циркон является широко распространенным акцессорным минералом в кианитовых сланцах, содержание которого составляет десятые доли процента. Распределен циркон неравномерно: наблюдается тонкое чередование слоев, обогащенных и обедненных цирконом, аналогичное чередованию слоев, обогащенных и обедненных углеродом.

Запыленность сланцев графитоидом препятствует наблюдению циркона в породах. Лучше всего наблюдаются включения циркона в других минералах, сравнительно свободных от включений графитоида, — в плагиоклазе, мусковите, биотите и хлорите. В последних двух он особенно хорошо заметен благодаря наличию вокруг его зерен плеохроичных ореолов.

Размер зерен циркона обычно менее 0.1 мм. Мелкие зерна обнаруживают отчетливое кристаллическое огранение. Встречаются также одиночные зерна циркона размером до 0.5 мм, имеющие округлую или яйцевидную форму, типичную для окатанных цирконов. Характер нахождения и распределения циркона в сланцах и особенности его морфологии могут служить указанием на незначительное присутствие, а также на устойчивость при метаморфизме.

Гидроокислы железа (лимонит) — $HFeO_2 . nH_2O$. Гидроокислы железа широко распространены в поверхностной зоне выветривания и в зоне окисления сульфидов, продуктами изменения которых они и являются.

Лимонит покрывает стенки пустот, образующихся при выщелачивании сульфидов, и окрашивает вокруг них породу в ржаво-бурые цвета различных оттенков. Практической роли при характеристике кианитовых сланцев как руд лимонит не имеет, но он может служить удобным показателем при визуальной оценке степени насыщенности кристаллических сланцев сульфидами на глубине.

Заканчивая характеристику минерального состава кианитовых сланцев, остановимся на некоторых его общих особенностях.

Обращает на себя внимание необычная для осадочно-метаморфических пород сложность минерального состава кианитовых сланцев Кейв в противоположность сложившимся представлениям, основанным на недостаточно детальных петрографических наблюдениях и чисто теоретических предпосылках, согласно которым число минералов в метаморфических породах при условии равновесности системы должно быть минимальным. Правда, в главной своей части кианитовые сланцы сложены немногими минералами — кварцем, кианитом, мусковитом, плагиоклазом, ставролитом, — но число других минералов и их суммарное содержание все же относительно очень велико. Очевидно, что генезис всех этих минералов неодинаков. По своему происхождению они подразделяются на ряд групп.

В первую группу входят минералы, присутствие которых связано с дометаморфическим этапом образования пород, т. е. с осадконакоплением и диагенезом. Эти минералы при метаморфизме или не испытывали преобразований, или подвергались лишь частичному изменению. К ним следует отнести циркон, апатит, аморфный углерод и графитоид, часть рутила и пирротин (вероятно, образовавшийся за счет пирита, первоначально присутствовавшего в осадках).

Ко второй, главной, группе принадлежат собственно метаморфогенные минералы, образующие равновесный парагенетический комплекс ставролито-кианитовой субфации амфиболитовой фации. К числу этих минералов относятся кварц (в основной ткани пород), кианит, мусковит (в основной ткани пород), ставролит, плагиоклаз биотит, ильменит, бóльшая часть рутила, ортит, гранат (богатый марганцем).

В третью группу должны быть включены минералы, возникновение которых связано с регрессивной стадией метаморфизма. Они, следовательно, не входят в равновесную ассоциацию собственно метаморфических минералов предыдущей группы. Это второстепенные и акцессорные минералы: диккит, вторичный мусковит и парагонит, хлорит, клиноцоизит, гематит, магнетит, халькопирит, пентландит, лейкоксен и вторичный рутил.

Наконец, к четвертой группе принадлежат минералы зоны гипергенеза, возникновение которых обязано процессам химического выветривания. Эти минералы немногочисленны: пирит (главная его масса) и мельниковит, каолинит, гидроокислы железа и, вероятно, гидрослюды.

Минеральный состав кианитовых сланцев, морфогенетические особенности кианита и других главных и второстепенных минералов свидетельствуют о сложном полиметаморфическом их генезисе за счет первично-дифференцированных осадочных пород, богатых глиноземом, органическим веществом и содержавших сульфиды.

Изучение минерального состава кианитовых сланцев, закономерностей сочетания, распределения и взаимоотношений минералов, определяющихся условиями их генезиса, приобретает существенное значение в связи с вопросами практического использования кейвских кианитовых месторождений и проблемой обогащения кианитовых руд.

Полезным минералом кианитовых сланцев является кианит. Желательно выяснить практическую возможность попутного использования рутила, содержащегося среди минералов основной ткани пород. Как вредные примеси, затрудняющие обогащение и получение качественных кианитовых концентратов, должны рассматриваться углеродистое вещество и графитоид, минералы железа и титана, прежде всего — сульфиды, ставролит и ильменит.

Углеродистое вещество и графитоид при дроблении кианитовых сланцев покрывают поверхность различных минералов и сближают их флотационные свойства. Это будет затруднять применение флотации для обогащения кианитовых руд.

Минералы железа и титана имеют тенденцию накапливаться совместно с кианитом (особенно ставролит), ухудшая тем самым качество концентрата.

Минимальная примесь ставролита и ильменита содержится в кианитовых сланцах нижнего продуктивного пласта в пачке Б, которые и подлежат первоочередному использованию. Ставролито-кианитовые сланцы пачки Б смогут рассматриваться как руды при условии, если будут найдены эффективные методы разделения кианита и ставролита.

Нужно учитывать, что в зонах поверхностного выщелачивания до глубины 15—20 м сульфиды практически отсутствуют. Поэтому можно рекомендовать к первоочередному использованию руды верхних горизонтов месторождений как не требующие применения усложненных приемов и методов обогащения. К тому же руды верхних горизонтов несколько бо-

гаче кианитом за счет выщелачивания из них продуктов выветривания малоустойчивых минералов. Одновременно с этим нужно рекомендовать проведение дальнейшего изучения минералогии кианитовых сланцев из глубоких горизонтов месторождений, а также изучение свойств и поведения различных минералов кианитовых сланцев при обогащении.

Глава 9

ТИПЫ КИАНИТОВЫХ РУД И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ РАЗМЕЩЕНИЯ

Кейвские месторождения кианита связаны с кианитовыми сланцами нижнего продуктивного пласта пачки Б. Кианитовые и ставролито-кианитовые сланцы других пластов в настоящее время могут квалифицироваться лишь как потенциальный источник кианита.

Продуктивный пласт кианитовых сланцев на территории центральных и восточных Кейв, в широком смысле, является единым месторождением, а сами кианитовые сланцы представляют собой руду. Но продуктивный пласт на всем его протяжении неоднороден: в отдельных участках меняется его мощность, тектоническое строение, петрографический тип слагающих его кианитовых сланцев, содержание в них кианита. Поэтому отдельные участки продуктивного пласта, более благоприятные по своим геологическим условиям, могут быть выделены как собственно месторождения кианита, а в их пределах различные петрографические типы кианитовых сланцев — как собственно кианитовые руды.

Рассмотрим некоторые общие закономерности локализации месторождений кианита и отличительные свойства кианитовых руд.

ЛОКАЛИЗАЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КИАНИТА

Первоначальной основой выделения участков продуктивного пласта в качестве месторождений для первых исследователей служили преимущественно признаки геоморфологические. Выделялись хорошо обнаженные и отчетливо выраженные в рельефе участки продуктивного пласта на склонах крупных возвышенностей — тундр, получавшие наименование самих тундр (например, месторождения Червурта, Ягельурта, Большой Ров, Кырпуайв, Шуурурта, Манюк и др.). Естественно, что такой подход к выделению месторождений в известной мере был случаен и оправдывался постольку, поскольку в рельефе тех или иных участков находили отражение некоторые коренные черты их геологического строения и свойств слагающих их пород. В частности, наиболее отчетливо подобная связь геоморфологии с геологией проявляется в южном крыле Кейвского синклинория, где кианитовые сланцы залегают полого и пласты их, выходя на поверхность, образуют террасы на склонах возвышенностей. В связи с этим понятно, почему большинство первоначально (до 1941 г.) выявленных месторождений кианита было приурочено именно к южному крылу Кейвского синклинория, в то время как в северном его крыле привлекло внимание лишь одно — Манюкское месторождение (Тюшов, 1940).

Детальное изучение нижнего продуктивного пласта кианитовых сланцев по простиранию на всем его 150-километровом протяжении показало, что различные его участки имеют существенные отличия.

Мощность продуктивного пласта как по простиранию, так и вкрест простирания изменяется в широких пределах — от нескольких метров до нескольких десятков метров. Прежде всего это связано с изначальной

неравномерностью мощности осадков. С другой стороны, наблюдающиеся местные колебания мощности обязаны тектонике.

При образовании складчатых структур в Кейвах имели место условия, способствовавшие послойному течению и перераспределению материала, прежде всего таких наиболее пластичных пород, как кианитовые сланцы. Поэтому на крыльях складок — в зонах растяжения, выжимания пластичных масс пород — мощность продуктивного пласта уменьшается особенно заметно и, наоборот, возрастает в замковых частях складок — в зонах нагнетания. Эрозионный срез вскрывает различные части складок и, соответственно, дифференцированные по мощности участки продуктивного пласта.

Наконец, увеличение видимой мощности кианитовых сланцев в некоторых участках северного опрокинутого крыла Кейвского синклинория связано с наличием изоклинальных складок. Тектоника в известной мере могла оказать влияние и на степень концентрации кианита в различных участках продуктивного пласта, поскольку в процессе пластичного течения пород при складкообразовании происходила дальнейшая дифференциация изначально неоднородного материала: обогащенный кианитом более пластичный материал нагнетался в замковые части складок, в то время как породы в крыльях складок им обеднялись.

Кианитовым сланцам продуктивного пласта как по простиранию, так особенно вкрест его простирания свойственна отчетливо выраженная изменчивость строения, проявляющаяся прежде всего в резком морфологическом различии главного минерала сланцев — кианита. Важнейшим фактором, определявшим характерные особенности строения кианитовых сланцев, служил тектонический режим в отдельных участках Кейвского синклинория при региональном метаморфизме осадочных пород свиты кейв. Именно неодинаковое соотношение во времени и в пространстве между деформацией пород (и типом деформаций) и кристаллизацией в породах кианита обусловили возникновение в сланцах различных морфогенетических их разновидностей, преимущественно трех главных из них, детально описанных выше: параморфоз кианита по хиастолиту, ориентированных агрегатов тонкопризматического кианита и конкреционных агрегатов кианита.

Главные закономерности пространственного распределения различных по типам руд месторождений кианита — приуроченность месторождений с тонкопризматическим кианитом к южному крылу Кейвского синклинория и месторождений с параформическим и конкреционным кианитом к северному крылу — находят объяснение в отмеченном тектоническом факторе.

В различных участках продуктивного пласта изменения качественного и количественного состава кианитовых сланцев, имеющие большое значение для выделения и оценки месторождений, связаны с воздействием кислых и основных интрузий.

В центральных и восточных Кейвах кислый магматизм проявил себя главным образом и виде щелочного метасоматоза гнейсов и кианитовых сланцев. В последних в результате щелочного метасоматоза снижалось содержание кианита и заметно возрастало содержание слюд, особенно мусковита. Но масштабы развития процессов ослюденения кианитовых сланцев в связи с гранитными интрузиями в общем невелики и ограничены небольшими по протяженности участками.

Главная и существенная роль в разнообразных изменениях кианитовых сланцев в центральных и восточных Кейвах принадлежит основным интрузиям. Под их воздействием сланцы испытали фельдшпатизацию и ослюденение, сопровождавшиеся также увеличением содержания в измененных породах железо- и титансодержащих минералов и снижением содержания в них кианита наряду с полной его перекристаллизацией. Естественно,

что широкое развитие метабазитов в тех или иных участках продуктивного пласта кианитовых сланцев может предопределить отрицательную оценку таких участков, как месторождения кианита.

Наконец, при выделении и оценке месторождений кианита играют роль и учитываются хотя бы в первом приближении горно-геологические условия: характер и выдержанность элементов залегания продуктивного пласта, распределение в нем различных типов кианитовых руд, глубина эрозионного среза, обводненность участков и т. п.

Все отмеченные выше взаимосвязанные моменты служили критериями для выделения в пределах продуктивного пласта кианитовых сланцев участков условно трех категорий: а) собственно месторождений кианита (в узком смысле слова); б) участков, не представляющих первоочередного практического интереса; в) участков, не имеющих практического значения.

Рассмотрим в наиболее общих чертах распределение месторождений и различных по своему практическому значению участков нижнего продуктивного пласта с учетом главных особенностей и типов слагающих их кианитовых сланцев (руд).

В северном крыле Кейвского синклинория нижний продуктивный пласт на всем протяжении прослеживается без перерыва.

В крайнем западном участке северного крыла, протяженностью около 12 км, нижний продуктивный пласт следует вдоль заболоченного северного подножья тундры Песцовая Кейва. Мощность его, при крутом залегании, колеблется от нескольких до 15—20 м. Форма выделения кианита — параморфозы по хиастолиту (среднего размера). Местами кианит сильно замещен кварцем и мусковитом, поэтому общее его содержание по сравнению со средним понижено. Небольшая мощность продуктивного пласта, приуроченность его выхода на поверхность к заболоченной низине, низкое качество кианитовой руды обусловливают оценку данного участка, как не имеющего практического значения.

Далее к востоку после резкого перегиба простирания продуктивного пласта он обнажается вдоль северного склона тундры Воргельурта. Благодаря изоклинальной складчатости продуктивный пласт здесь имеет удвоенную мощность, достигающую 40—50 м. Кианитовые руды представлены сланцами с крупными и гигантскими параморфозами кианита по хиастолиту, а также частью с конкреционными агрегатами тонковолокнистого кианита. Протяженность участка с качественными рудами составляет 4.5 км, а значительная мощность продуктивного пласта наряду с общими благоприятными горнотехническими условиями позволяют выделить данный участок в качестве одного из месторождений кианита. Предварительная благоприятная оценка данного участка, сделанная нами еще в 1950 г., подтвердилась последующими разведочными работами.

Восточнее, между тундрами Воргельурта и Тавурта и вдоль самой Тавурты, на протяжении 10 км продуктивный пласт сложен преимущественно параморфическими кианитовыми сланцами, переходящими на флангах в конкреционно-параморфические и конкреционные сланцы. Этот участок не представляет первоочередного практического интереса. Здесь наряду с уменьшением мощности продуктивного пласта наблюдается ухудшение качества кианитовых руд вследствие широкого развития интрузивных залежей метабазитов, оказывающих на кианитовые сланцы интенсивное контактово-метасоматическое воздействие и, кроме того, сильно усложняющих геологическое строение и горногеологические условия участка.

Следующий участок, протяженностью 5 км (из которых 1 км относится к тундре Тавурта и 4 км — к тундре Тяпшманюку), характеризуется значительным увеличением мощности продуктивного пласта, до 60—80 м, и развитием преимущественно крупноконкреционного типа кианитовых

сланцев — промышленного типа руд месторождения Тяпшманюку—Тавурты.

К востоку от тундры Тяпшманюку располагается обширная депрессия, к которой приурочено оз. Выхчъявр. В пределах этой депрессии наблюдается резкое уменьшение мощности всего северного крыла синклинория, в том числе и продуктивного пласта кианитовых сланцев. На протяжении 9 км он имеет мощность не более 15—25 м, причем кианитовые сланцы здесь подвергались интенсивному перетиранию, а также перекристаллизации и изменению под воздействием метабазитов. В связи с этим данный участок нижнего продуктивного пласта лишен практического значения.

Восточнее, на 12-километровом участке тундры Безымянная и прилегающих к ней высотах, продуктивный пласт сложен преимущественно параморфическими сланцами с кианитовыми параморфозами крупного и среднего размера. Мощность продуктивного пласта не остается постоянной и колеблется в пределах 40—80 м. В то же время качественный и количественный минеральный состав кианитовых сланцев отличается большой пестротой в связи с широким развитием метабазитов, оказывающих на сланцы интенсивное контактовое воздействие, проявлением общего щелочного метасоматоза сланцев, обусловившего их ослюденение, а также, вероятно, в связи с первоначальной литологической неоднородностью осадков. Участок тундры Безымянная, довольно типичный для большей части всего северного крыла, не представляет первоочередного интереса.

В пределах следующих 15 км северного крыла Кейвского синклинория продуктивный пласт, сложенный главным образом параморфическими кианитовыми сланцами, уменьшается в мощности до 30 и менее метров. Будучи к тому же приурочен к плохо обнаженной пониженной и подболоченной местности и отличаясь кианитовыми рудами низкого качества, продуктивный пласт на данном участке не имеет практического значения.

Начиная от тундры Куроптевской, далее, к востоку, на протяжении 56 км, вплоть до горы Манюк, продуктивный пласт сложен существенно параморфическими кианитовыми сланцами, в общем сходными со сланцами тундры Безымянная. Мощность продуктивного пласта на этом участке непостоянна и колеблется в пределах 20—25 м. Качественный и количественный минеральный состав сланцев сравнительно устойчив, но достаточно большие участки с рудами повышенного качества отсутствуют. В силу этого весь рассматриваемый участок характеризуется как имеющий второстепенное значение.

Более благоприятен участок горы Манюк на протяжении около 5 км. Здесь благодаря общему пологому залеганию, осложненному складчатостью второго порядка, кианитовые параморфические сланцы нижнего продуктивного пласта обнажаются на поверхности, занимая большую площадь. Метабазиты здесь развиты относительно слабо и сланцы не претерпели значительных изменений. Поэтому участок горы Манюк, выделенный в качестве самостоятельного месторождения еще в довоенные годы, с геологической точки зрения должен рассматриваться как один из перспективных.

К юго-востоку от горы Манюк мощность продуктивного пласта резко уменьшается, до 20—15 м, а сами кианитовые сланцы сильно ослюденены, в связи с чем содержание кианита в них снижено. К тому же выходы продуктивного пласта на поверхность приурочены на значительном протяжении к пониженным и заболоченным участкам рельефа. На протяжении 23 км продуктивный пласт сложен главным образом параморфическим кианитовым сланцем, переходящим на последних семи километрах, до участка смыкания северного и южного крыльев Кейвского синклинория, в сланцы с тонкопризматическими агрегатами черного обуглероженного кианита. В связи с невысоким качеством кианитовых руд, малой мощностью про-

дуктивного пласта и плохими горногеологическими условиями весь этот участок рассматривается как не имеющий практического значения.

В южном крыле Кейвского синклинория нижний продуктивный пласт кианитовых сланцев также протягивается без перерыва.

В крайнем западном участке южного крыла, протяженностью 15 км, продуктивный пласт следует вдоль верхней части западного и южного склонов Серповидного хребта. Мощность его составляет всего лишь несколько метров. На западном склоне Серповидного хребта продуктивный пласт сложен силлиманитовыми и частично кианитовыми параморфическими сланцами, на южном склоне — силлиманито-кианитовыми сланцами с разнообразными по своей морфологии выделениями кианита. Сланцы продуктивного пласта сильно изменены — ослюденены и фельдшпатизированы. Никакого практического значения участок не имеет.

Далее к востоку, между р. Кейвина и р. Ельйок, продуктивный пласт постепенно увеличивает мощность до 12—15 м. Меняются и сами сланцы: они приобретают устойчивый минеральный состав и характер черных кианитовых сланцев с агрегатами тонкопризматического кианита. Начиная с этого участка, продуктивный пласт следует вдоль южной гряды Кейв, имея устойчивое падение к ССВ под углами 20—30°. Мощность его в восточном направлении постепенно возрастает, достигая на тундре Западная Вальурта 25—30 м и на тундре Восточная Вальурта — 30—40 м.

В кровле продуктивного пласта залегает пластовое тело метабазита, причем в приконтактной с ним зоне мощностью до 10 м кианитовые сланцы сильно изменены. Содержание кианита в неизмененных сланцах на всем протяжении участка длиной 38 км, до тундры Червурта, довольно устойчиво и достаточно высоко, чтобы оценить их как руды среднего, но не лучшего качества. В силу этого, а также в связи с относительно небольшой мощностью неизмененных кианитовых сланцев в продуктивном пласте данный участок не имеет первостепенного значения.

Следующий 2-километровый участок тундры Червурта характеризуется приуроченностью продуктивного пласта к замковой части антиклинальной складки, в связи с чем здесь наблюдается увеличение мощности продуктивного пласта до 60—80 м, выполаживание его залегания, увеличение содержания кианита в сланцах. Кианитовые сланцы здесь интенсивно перемяты, в них фиксируются многочисленные разрывные нарушения. Червуртский участок был разведан еще в довоенные годы, и его благоприятная промышленная оценка как одного из лучших месторождений кианита сохраняет свое значение и в настоящее время.

Восточнее Червуртского месторождения на протяжении 9 км кианитовые сланцы продуктивного пласта относительно обеднены кианитом, а мощность самого продуктивного пласта уменьшается до 40 м. Поэтому данный участок имеет второстепенное значение.

Большой практический интерес представляет следующий участок— Большого Рва, где происходит отчленение локальной синклинальной структуры Ягельурта—Кырпуайв. Здесь продуктивный пласт обнажается в ядре синклинальной складки и кианитовые сланцы выходят на поверхность на большой площади, не будучи скрыты под покровом вышележащих пород.

В связи с приуроченностью продуктивного пласта к ядру синклинали происходит местное увеличение его мощности до 60 м, а также некоторое обогащение сланцев кианитом по сравнению с прилегающими участками. К Большому Рву непосредственно прилегают участки продуктивного пласта, обнажающиеся на южном и северном крыльях синклинали Ягельурта—Кырпуайв. По мере удаления от Большого Рва мощность продуктивного пласта как в южном крыле, так и в северном крыле синклинали постепенно уменьшается до 30 м и менее. Общая протяженность участков

продуктивного пласта, выделяемых как наиболее перспективных, составляет в южном крыле (Б. Ров—Ягельурта) 5 км и в северном крыле (Б. Ров—Кырпуайв) 6 км. Далее к востоку мощность продуктивного пласта продолжает снижаться, равно как и содержание кианита в рудах. На протяжении 5—6 км в обоих крыльях синклинали Ягельурта—Кырпуайв кианитовые сланцы еще представляют некоторый интерес, далее же, к востоку, содержание кианита в них начинает быстро снижаться. В участке восточного замыкания синклинали Ягельурта—Кырпуайв (гора Колокольная) продуктивный пласт сложен сильно ослюденелыми кианито-силлиманитовыми сланцами, причем мощность их здесь не превышает 12—15 м. Этот участок общей протяженностью 14 км никакого практического значения не имеет.

К Большому Рву с запада примыкает еще одна ветвь продуктивного пласта кианитовых сланцев, следующая вдоль восточного и северного склонов тундры Лыстьурта на протяжении 8—9 км и переходящая затем в южное крыло главного Кейвского синклинория. Здесь продуктивный пласт всюду имеет мощность порядка 30—40 м и сложен кианитовыми рудами среднего качества, в связи с чем данный участок имеет второстепенное значение.

Далее к востоку мощность продуктивного пласта снижается до 20—25 м. кианитовые сланцы обедняются кианитом и подвергаются сильному ослюденению. На протяжении 13 км по простиранию они представлены разновидностями с агрегатами тонкопризматического кианита, затем становятся мелкопараморфическими. Весь участок, общей протяженностью 18 км, вплоть до тундры Шуурурта, приурочен к пониженной и часто заболоченной местности и по совокупности всех отмеченных условий не представляет практического значения.

Следующий участок тундры Шуурурта (месторождение Новая Шуурурта), протяженностью 4 км, отличается резким изменением характера кианитовых сланцев продуктивного горизонта. Мощность последнего здесь вновь возрастает до 60—80 м при крутом падении сланцев к северу. Кианитовые сланцы содержат кианит в форме тонковолокнистых конкреционных агрегатов, достигающих значительных размеров, а также гигантских параморфоз по хиастолиту. Благоприятное качество кианитовых руд, повышенная мощность продуктивного пласта, незначительная роль в строении участка метабазитов и хорошие горно-геологические условия позволяют рассматривать данный участок как один из наиболее перспективных.

Далее почти без перерыва следует другой перспективный участок Восточной Шуурурты, протягивающийся по простиранию на 5—6 км и характеризующийся общим пологим залеганием продуктивного пласта, благодаря чему кианитовые сланцы обнажаются на площади нескольких квадратных километров. Преобладающим развитием здесь пользуются сланцы с тонкопризматическим кианитом, собранным в разнообразные по форме агрегаты. В меньшей мере распространены сланцы с параморфическим кианитом или смешанные их разновидности.

Выходы нижнего продуктивного пласта кианитовых сланцев в южном крыле следующей затем восточной части центральных Кейв обрисовывают синклиналь Мальурдайва, отчленяющуюся от главного Кейвского синклинория, и протягиваются к ВЮВ вдоль склонов тундр Аккурта, Нюкчурта и Кайнурта, переходя затем без перерыва в синклинорий восточных Кейв. В пределах всего рассматриваемого участка, протяженность которого составляет 44 км, кианитовые сланцы продуктивного пласта представлены разновидностями с черным тонкопризматическим кианитом, образующим средние концентрации. Мощность продуктивного пласта непостоянна, но колеблется в сравнительно небольших пределах—25—40 м. В то же время почти на всем протяжении участка как в кровле пласта, так и в его подошве

находятся пластовые тела метабазитов, под воздействием которых кианитовые сланцы сильно изменены — ослюденены и фельдшпатизированы, в связи с чем мощность неизмененных кианитовых сланцев не превышает 20—30 м. Поэтому весь этот участок южного крыла Кейвского синклинория может иметь лишь второстепенное значение.

Аналогичная картина наблюдается далее, в меридиональной и широтной ветвях синклинория тундры Нусса. Преобладающим типом кианитовых сланцев здесь являются сланцы с тонкопризматическим кианитом, в восточной части участка сменяющиеся параморфическими сланцами. Мощность продуктивного пласта не превышает 40—30 м, причем в кровле пласта сланцы изменены под влиянием интрузивного пласта метабазитов. В меридиональной и широтной ветвях Нуссы и особенно в следующем новом меридиональном перегибе наблюдается, кроме того, общее ослюденение кианитовых сланцев и снижение в них содержания кианита как следствие развития щелочного метасоматоза. Поэтому весь участок тундры Нусса, протяженностью 24 км, имеет лишь второстепенное значение.

Юго-восточнее Нуссы, в синклинали Игиурты и далее, вплоть до замыкания Кейвского синклинория южнее р. Поной, кианитовые сланцы продуктивного пласта на всем протяжении около 57 км практического значения не имеют. Здесь мощность самого продуктивного пласта снижается до 20—25 м, кианитовые сланцы испытывают значительные изменения под воздействием метабазитов, распространенных шире, чем в каких-либо других районах Кейв, а также в результате общего щелочного метасоматоза.

Картина распределения различных по своему практическому значению участков нижнего продуктивного пласта кианитовых сланцев на Кейвах в известной мере условна, так как включает лишь качественную оценку сланцев как руд на кианит и большинства самих участков как геологических объектов, основанную на аналогиях и сравнении с немногими, несколько более детально изученными месторождениями.

Общая протяженность выходов на поверхность продуктивного пласта кианитовых сланцев в северном и южном крыльях Кейвского синклинория достигает 420 км. Из них участки, лишенные практического значения, составляют 156 км, или 37.1%; участки второстепенного значения составляют 227 км, или 54.1%; наиболее перспективные участки (месторождения в узком смысле слова) составляют 37 км, или 8.8%.

Участки, не имеющие практического значения, распределяются в основном на крайних северо-западном и юго-восточном флангах Кейвского синклинория и в его центральной части; всюду они связаны с уменьшением мощности продуктивного пласта.

Участки второстепенного значения характеризуются в общем выдержанным характером продуктивного пласта, имеющего мощность около 40 м в среднем, с кианитовыми рудами, содержащими около 30% кианита (средняя его концентрация).

В наиболее перспективных участках мощность продуктиного пласта возрастает до 60—80 м, одновременно повышается содержание кианита в рудах до 35—40%. Расположение месторождений кианита представлено на схеме (рис. 135).

Касаясь распределения типов кианитовых сланцев нижнего продуктивного пласта, подчеркнем, что в северном крыле Кейвского синклинория преимущественно развиты сланцы с параморфическим кианитом и лишь на флангах (тундры Воргельурта—Тавурта—Тяшшманюку на северо-западе и участок р. Поной на юго-востоке) и в отдельных точках находятся сланцы с иными типами кианита — конкреционным, тонкопризматическим и др.

В равной мере для всего южного крыла характерны кианитовые сланцы с тонкопризматическим кианитом и лишь в отдельных участках отме-

чаются сланцы с конкреционным (тундра Шуурурта) или параморфическим кианитом.

Кианитовые сланцы с тонкопризматическим кианитом наиболее распространены, слагая около 260 км нижнего продуктивного пласта, что составляет 61.9% от общей его протяженности. Менее распространены сланцы с параморфическим кианитом, слагающие 150 км продуктивного пласта (35.7% соответственно). Наконец, преимущественно конкреционные и конкреционно-параморфические сланцы имеют подчиненную роль, слагая около 10 км продуктивного пласта (2.4%).

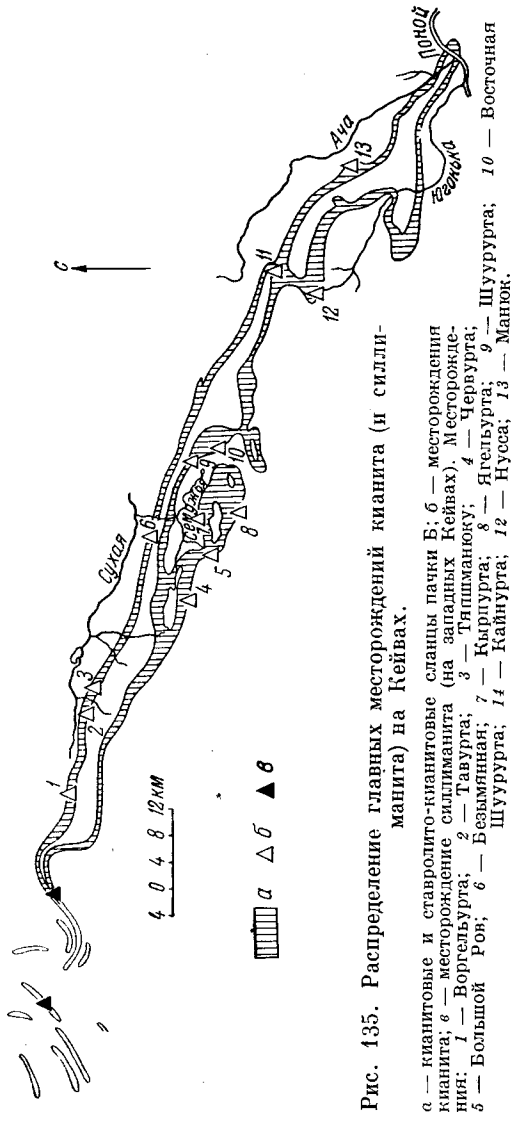


Рис. 135. Распределение главных месторождений кианита (и силлиманита) на Кейвах.

а — кианитовые и ставролито-кианитовые сланцы пачки Б; *б* — месторождения кианита; *в* — месторождение силлиманита (на западных Кейвах). Месторождения: *1* — Воргельурта; *2* — Тавурта; *3* — Тапшманюку; *4* — Червурта; *5* — Безымянная; *6* — Кыршурта; *7* — Ягельурта; *8* — Шуурурта; *9* — Восточная Шуурурта; *10* — Кайнурта; *11* — Нусса; *12* — Манюк.

Нельзя не обратить внимания на то, что участки продуктивного пласта, выделяемые как собственно месторождения, концентрируются в центральной части Кейв; фланги южного крыла месторождений не имеют; наоборот, в северном крыле месторождения приурочены к участкам, прилегающим к его флангам, и отсутствуют в центральной части. Ведущее геологическое значение принадлежит месторождениям южного крыла Кейвского синклинория.

ТИПЫ КИАНИТОВЫХ РУД

Подразделение кианитовых руд основано на тех особенностях строения кианитовых сланцев, т. е. совокупности их текстурных и структурных признаков, которые проявляются прежде всего в главном полезном минерале — кианите. Основанием служит то, что способы обогащения кианита и технологические показатели определяются, в первую очередь, такими свойствами кианита, как агрегатное строение и форма его выделений, наличие или отсутствие в нем посторонних механических примесей, в том числе и вредных, взаимоотношения с минералами вмещающей кианит ткани породы и др.

К признакам руд, влияющим на их обогатимость в зависимости от самого полезного компонента, относится также содержание его в руде и размер его выделений. Эти признаки используются при выделении руд, относительно более богатых и более бедных, крупно- и мелкоагрегатных.

В зависимости от морфологических особенностей кианита в сланцах выделяются три главных типа руд: с волокнистыми и игольчатыми агрегатами кианита (тип волокнисто-игольчатых руд); с параморфическими агре-

гатами кианита по хиастолиту (тип параморфических руд); с конкреционными агрегатами кианита (тип конкреционных руд);

Кроме того, некоторую роль играют руды: с агрегатами порфиробластического и идиобластического кианита (тип порфиробластических руд); с параморфическими и конкреционными агрегатами кианита (тип конкреционно-параморфических руд).

Ранее отмечалось, что содержание кианита в сланцах не является вполне постоянным. Преобладают кианитовые сланцы, в которых содержание кианита колеблется в небольших пределах, между 30—40% (весовыми). Очевидно, данное содержание кианита, типичное для поверхностных участков месторождений, может быть принято для руд как среднее. Тогда руды с содержанием кианита свыше 40% должны быть отнесены к богатым, а с содержанием ниже 30% (до 20%) — бедным разностям. Наконец, руды с содержанием менее 20% кианита следует на Кейвах рассматривать как убогие. С глубиной содержание кианита в сланцах систематически снижается на 3—5%, что связано с различной устойчивостью минералов кианитовых сланцев к выветриванию, обусловливающей относительное обогащение кианитом сланцев в выветрелой зоне.

Что касается размеров агрегатов кианита, в соответствии с которыми выделяются внутри различных типов руд их разновидности — крупно- или мелкоагрегатные, то для каждого из типов они различны и определяются в зависимости от появления существенных отличий в строении агрегатов по мере изменения их размеров. Так, в строении крупных и мелких конкреционных агрегатов имеется заметная разница, так же как и в строении крупных и мелких параморфических агрегатов кианита, на что обращалось внимание ранее, при описании кианита как минерала. Известное классификационное значение имеют некоторые особенности строения волокнистых и тонкопризматических (игольчатых) агрегатов кианита.

С учетом сделанных предварительных замечаний составлена схема классификации кейвских кианитовых руд, представленная в табл. 55.

Таблица 55

Классификация руд кейвских кианитовых месторождений

Тип кианитовых руд	Разновидности руд	Преобладающие содержания кианита			
		богатые	средние	бедные	убогие
Волокнисто-игольчатые.	Параллельно-волокнистые.	—	++	+	+
	Сноповидно-волокнистые.	+	++	—	—
	Радиально-волокнистые.	+	++	+	—
Параморфические.	Крупнопараморфические.	—	++	++	+
	Мелкопараморфические.	+	++	+	—
Конкреционные.	Крупноконкреционные.	+	++	++	—
	Мелкоконкреционные.	—	+	++	—
Порфиробластические.	—	—	++	++	+
Конкреционно-параморфические.	—	—	++	+	—

Примечание. ++ — наиболее типично; + — менее распространено; — — практически отсутствуют.

Тип волокнисто-игольчатых руд. Отличительной чертой кианитовых руд данного типа является выделение кианита в сланцах в форме тонких волокон или игольчатых призм, не имеющих кристаллического огранения. Подобные волокна и призмочки кианита собраны в веретеновидные, сноповидно- или радиально-лучистые порфиробластические агрегаты, обычно закономерно ориентированные в породе.

Внешне для руд данного типа свойственны отчетливая плитняковая отдельность (слоевой кливаж), неравномернозернистое сложение, обязанное присутствию среди основной мелкозернистой слюдяно-кварцевой ткани породы порфиробластических кианитовых агрегатов, темно-серый до черного цвет, связанный с присутствием тонкодисперсного углеродистого вещества. Нередко сланцы обладают более или менее интенсивной плойчатостью, более поздней, чем образование порфиробластических агрегатов, подвергающихся в подобных случаях деформации и перекристаллизации.

Минеральный состав кианитовых руд данного типа обладает значительным постоянством. Главными минералами руд являются кварц и кианит, реже существенная роль принадлежит также мусковиту. К числу постоянно присутствующих второстепенных минералов относятся мусковит, углеродистое вещество, ставролит, плагиоклаз, пирротин (вне зон выветривания). Минералами-примесями служат рутил, ильменит, пирит, халькопирит, магнетит, апатит, циркон. Наконец, в участках развития наложенных процессов гидротермальных изменений в рудах бóльшую или меньшую роль приобретают диккит и кали-натровые вторичные слюды парагонитового ряда. Для зон выветривания характерен лимонит, являющийся остаточным продуктом выветривания сульфидов.

Что касается количественных соотношений минералов в рудах, то они достаточно постоянны лишь для группы минералов примесей и второстепенных минералов. Содержание главных компонентов (кварца и кианита) и вторичных замещающих минералов (диккита и кали-натровых слюд) варьирует в широких пределах.

Остановимся на краткой характеристике отдельных минералов, входящих в состав руд.

Кианит — главный полезный минерал — образует морфологически разнообразные порфиробластические агрегаты, в соответствии с чем выделены три разновидности руд рассматриваемого типа.

В параллельно-волокнистой разновидности он образует как отдельные иглы и волокна, так и веретеновидные или пучковидные агрегаты, находящиеся в параллельной ориентировке. Чаще всего агрегаты кианита ориентируются под некоторым углом к плоскостям слоевого кливажа (см. рис. 41). Обычна также линейная ориентировка кианита в плоскости слоевого кливажа, сохраняющаяся и в плойчатых разностях этих руд. Нередки случаи сочетания согласного и косого по отношению к слоистости расположения агрегатов волокнистого кианита: согласного в обогащенных и косого — в обедненных кианитом прослоях (см. рис. 42).

В сноповидно-волокнистой разновидности руд иглы и волокна кианита собраны в плотные, относительно однородные агрегаты сноповой или пучковидной формы (рис. 136). Длинные оси порфиробластических агрегатов кианита ориентируются косо, реже параллельно плоскостям слоевого кливажа.

В радиально-волокнистой разновидности руд иглы или волокна кианита собраны в звездчатые, радиальные агрегаты, располагающиеся в плоскости сланцеватости (рис. 108). Минералы основной ткани — кварц и мусковит — находятся в промежутках между пучками игл и волокон кианита.

Широко распространены также разности, переходные между сноповидно- и радиально-волокнистыми рудами.

Кианит рассматриваемого типа руд обладает графитово-черной или серой окраской, обязанной присутствию включений углеродистого вещества, концентрирующегося между отдельными иглами или вдоль трещин спайности кианита. Вместе с углеродистым веществом ассоциируется рутил.

Размеры самостоятельных призматических кристаллов кианита колеблются в пределах от 0.01 до 0.3 мм толщины и от 1.0 до 20.0 мм длины. Длина волокнистых агрегатов таких кристаллов в рудах всех разновидностей составляет обычно 2—3 см, с небольшими уклонениями в обе стороны.

При раздавливании (между валками) волокнистые и игольчатые агрегаты кианита легко отделяются от заключающей их слюдисто-кварцевой

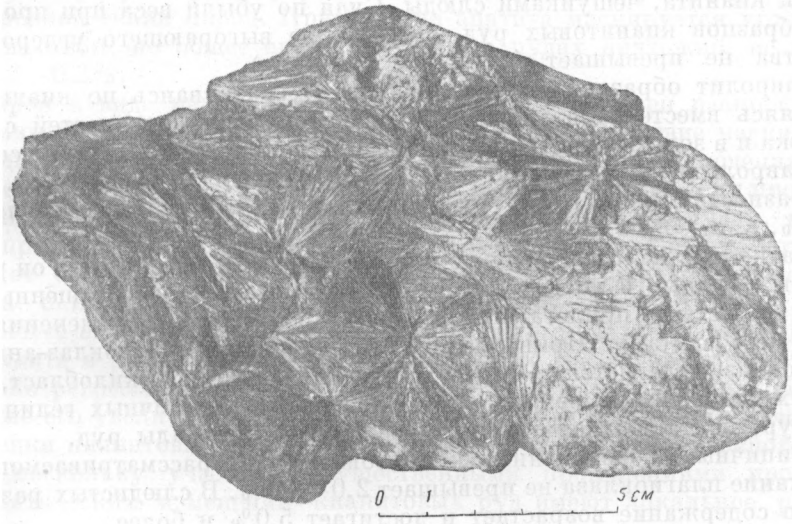


Рис. 136. Сноповидно-лучистый кианитовый сланец (руда). Месторождение Червурта.

или кварцевой ткани породы. Поверхность выделенных подобным образом кристаллов кианита преимущественно свободна от включений или примазок углеродистого вещества.

Кварц является главным минералом основной ткани сланцев. Различаются две его разновидности: черный обуглероженный кварц и светлый, перекристаллизованный, не содержащий включений углеродистого вещества. Для кварца основной ткани характерны брекчиевидные микроструктуры. Остроугольные более или менее изометричные обломки раздробленного черного обуглероженного кварца цементируются светлым переотложенным кварцем. Количественные соотношения между этими разновидностями кварца непостоянны и находятся в зависимости от степени вторичного рассланцевания и перекристаллизации пород.

Мусковит (тонкочешуйчатый) присутствует во всех разновидностях руд в переменных количествах. Различается мусковит первичной кристаллизации в основной ткани пород, содержащий в небольшом количестве включения углеродистого вещества, а также включения рутила, циркона, апатита и других акцессорных минералов, и мусковит вторичный, развивающийся по кианиту или переотложенный по плоскостям вторичного рассланцевания, вместе со светлым кварцем. Содержание вторичного мусковита, как правило, совершенно незначительно. Содержание же мусковита первичной кристаллизации составляет от 2—3 до 10—15% от

массы породы. Повышенные содержания мусковита свойственны кианитовым рудам основания продуктивного пласта.

От вторичного мусковита внешне мало отличимы слюды парагонитового ряда, широко распространенные в участках проявления щелочного метасоматоза и в зонах контактов кианитовых сланцев с метабазитами. В локально развитых зонах щелочного метасоматоза эти слюды почти полностью замещают кианит, образуя при этом мономинеральные тонкочешуйчатые скопления светлого яблочно-зеленого цвета.

Углеродистое вещество равномерно распылено лишь в углеродсодержащей разновидности кварца. Среди других минералов оно распределяется неравномерно, образуя кучные скопления, обычно вокруг зерен рутила, размещающиеся в промежутках между зернами кварца, призматическими иглами кианита, чешуйками слюды. Судя по убыли веса при прокаливании образцов кианитовых руд, содержание выгорающего углеродистого вещества не превышает 1.5—2.0% (весовых).

Ставролит образует мелкие идиобласты, развиваясь по кианиту или выделяясь вместе со вторичным мусковитом вдоль плоскостей слоевого кливажа и в зонах развития вторичного рассланцевания. Обычно содержание ставролита составляет 2.0—3.0%, не превышая 5.0% (весовых). В богатых разностях кианитовых руд содержание ставролита составляет менее 1%.

Плагиоклаз мало характерен для руд данного типа. Обычно он распространен в бедных и убогих их разностях, в частности обогащенных слюдой, и в участках, прилегающих к зонам приконтактного изменения сланцев с метабазитами. Принадлежит к олигоклазу, олигоклаз-андезину. Плагиоклаз выделяется в форме округлых порфиропойкилобласт, включающих главным образом кварц, с образованием типичных гелицитовых структур, но также включающих все другие минералы руд.

В типичных, неизмененных кианитовых рудах рассматриваемого типа содержание плагиоклаза не превышает 2.0—3.0%. В слюдистых разностях руд его содержание возрастает и достигает 5.0% и более.

Пирротин составляет постоянную примесь в рудах ниже зоны поверхностного выветривания. Распределяется неравномерно. Часть пирротина выделяется в форме стяжений или в кварцево-сульфидных прожилках. Другая часть связана с тонкой вкрапленностью в отдельных чередующихся прослоях. Общее содержание пирротина возрастает в направлении к подошве рудных пластов, достигая здесь 1.0—2.0% и более. Пирротин тонких вкрапленников частично или полностью замещен магнетитом. Внутри кианита пирротин включений не образует. С пирротином связана значительная часть железа, содержащегося в рудах.

Рутил в количестве 0.6—0.9% присутствует во всех разновидностях руд в форме мелких зерен и призматических кристаллов размером до 0.1—0.3 мм в длину, заключенных среди минералов основной ткани пород и в кианите. Присутствие рутила маскируется ассоциирующимся с ним углеродистым веществом.

Ильменит не характерен для кианитовых сланцев продуктивного пласта, не затронутых процессами изменения в контактных зонах с метабазитами. В противоположность этому ильменит постоянно присутствует в количестве до 1.0—2.0% в разностях руд, испытавших контактово-метасоматические преобразования под воздействием метабазитов — перекристаллизацию, ослюденение и фельдшпатизацию. Обычно присутствие ильменита, образующего мелкие, беспорядочно ориентированные шестиугольные пластинки до 1—2 мм в поперечнике, служит указанием на развитие этих контактово-метасоматических процессов.

Пирит распространен в зоне гипергенеза, где развивается по пирротину с одновременной перекристаллизацией и образованием конкреционных

стяжений. На глубине в кварцевых прожилках нередко встречается совместно с пирротином.

Вне зоны гипергенеза содержание пирита ничтожно. В кианитовых рудах приповерхностных горизонтов, затронутых выветриванием, пирит является главным сульфидным минералом. Содержание его здесь может составить до 1.0—2.0%, редко более.

Халькопирит ассоциируется с пирротином в сульфидных прожилках. Общее содержание и роль халькопирита в рудах ничтожны.

Магнетит ассоциируется с пирротином вкрапленников, по которому развивается, замещая вкрапленники по периферии или полностью. Общее содержание магнетита в рудах невелико.

Апатит присутствует в форме мелких одиночных зерен среди минералов основной ткани пород. Присутствие апатита маскируется углеродистым веществом, но общее его содержание в рудах ничтожно, не превышает 0.1—0.2%.

Цикрон в виде мельчайших (не более 0.05 мм) зерен распространен среди минералов основной ткани пород, где его присутствие маскируется углеродистым веществом. Отчетливо диагносцируются включения циркона в слюдах. Его содержание в рудах составляет десятые доли процента.

Диккит — относительно распространенный минерал в рудах, являющийся продуктом метасоматического преобразования кианита, по которому он может образовывать псевдоморфозы, или же он замещает кристаллы кианита с периферии и по трещинам. Диккит образует также самостоятельные выделения вдоль секущих трещин в рудах. Обычно содержание диккита в рудах совершенно незначительно, но в участках развития процессов регрессивного метаморфизма его роль заметно возрастает. Содержание его увеличивается, достигая 3.0—5.0% и более. Для качественной оценки кианитовых руд в целом диккит не имеет существенного значения, поскольку участки с существенными проявлениями процессов метасоматических изменений кианитовых руд имеют локальное распространение.

Лимонит присутствует в рудах приповерхностной зоны выветривания в виде охристых выделений на стенках пустот от выщелачивания сульфидов, примазков и тонких пленок среди минералов основной ткани пород. Содержание железа в рудах, связанного с лимонитом, составляет десятые доли процента.

В заключение характеристики руд волокнисто-игольчатого типа необходимо отметить, что для предварительной качественной их оценки намечаются следующие чисто внешние признаки.

1. Благоприятные — принадлежность к радиально-волокнистым разновидностям, насыщенность углеродом и максимально темная окраска, минимальное содержание слюд, минимальное содержание светлого безуглеродистого кварца, тонкоплитчатая отдельность, плойчатость.

2. Неблагоприятные — светло-серая окраска, обогащенность слюдами или светлым безуглеродистым кварцем, присутствие пустот, выстланных кианитом (от выщелоченных сульфидов), грубоплитняковая отдельность.

Уже по этим признакам достаточно легко оценить общее качество руд и количественное содержание в них кианита. Последнее более точно и легко определяется путем экспрессного химического анализа или способом определения объемного веса штуфов, впервые примененным Н. А. Кумари (Тюшов, 1940). Следует, однако, иметь в виду, что оба метода дают удовлетворительные результаты для руд с нормальным, но не повышенным содержанием слюд. Кроме того, в основу расчета содержания кианита в руде в зависимости от объемного веса Н. А. Кумари положил удельный вес кианита, равный 3.47, что приводило к завышению оценки содержания кианита против истинного. Согласно новым данным, удельный вес кианита

(среднее арифметическое из 10 определений различных кианитов) кейвских месторождений должен быть принят равным 3.61. Зависимость между объемным весом и содержанием кианита в руде представлена в табл. 56.

Приведенные цифры могут быть положены в основу оценки содержания кианита в рудах зоны выветривания (бессульфидных) и преимущественно кианито-кварцевого состава.

Тип параморфических руд. Характерной особенностью кианитовых руд параморфического типа служит выделение кианита в виде параморфических агрегатов по хиастолиту, в связи с чем в главной своей массе кианит свободен от включений углеродистого вещества и обладает бледно-розовой или белой окраской. Кианитовые параморфические агрегаты отчетливо выделяются на фоне темно-серой или черной основной слюдяно-кварцевой ткани породы (рис. 137). Как правило, преимущественная ориентировка кианитовых параморфоз в рудах отсутствует.

Таблица 56

Объемный вес кианитовых руд верхних горизонтов месторождений в зависимости от содержания кианита

Объемный вес	Процент содержания кианита
2.650	0
2.746	10
2.842	20
2.938	30
3.034	40
3.130	50
3.226	60
3.322	70
3.418	80
3.514	90
3.610	100

Параморфические сланцы обычно обладают толстоплитняковой отдельностью, особенно типичной для крупнопараморфических разновидностей руд. Нередко параморфические сланцы несут признаки интенсивного вторичного рассланцевания и перекристаллизации, сопровождающейся наложенными метасоматическими процессами ослюденения и каолинизации (диккитизации). В связи с этим количественный минеральный состав параморфических руд, особенно основной их ткани, заключающей деформированные в большей или меньшей степени кианитовые параморфозы, подвержен значительным колебаниям.

Качественный минеральный состав параморфических руд характеризуется постоянным присутствием кварца, кианита и мусковита как главных минералов; углеродистого вещества, ставролита, плагиоклаза и пирротина (вне зон выветривания) как второстепенных минералов. К минералам-примесям относится рутил, ильменит, пирит, халькопирит, магнетит, ортит, клиноцоизит, апатит и циркон. Весьма обычны вторичный (метасоматический) мусковит и диккит.

Наблюдаются некоторые общие закономерности в отношении количественных соотношений минералов в рудах параморфического типа. Мелкопараморфические кианитовые руды в целом несколько богаче кианитом, чем крупноконкреционные разновидности, среди которых преобладают средние и бедные разности, в то время как среди мелкопараморфических руд преобладают средние и богатые разности. Это, вероятно, связано с тем, что в изначально обогащенных глиноземом участках продуктивного пласта условия кристаллизации способствовали возникновению большого числа мелких кристаллов хиастолита, в то время как в обедненных глиноземом участках происходил рост относительно меньшего числа кристаллов хиастолита (в равном объеме), но значительно более крупных. Как известно, подобные соотношения имеют в основе термодинамические закономерности (Коржинский, 1953).

Наряду с относительной обедненностью кианитом крупнопараморфическим разностям свойственно повышенное содержание некоторых второстепенных и акцессорных минералов — ставролита, плагиоклаза, ортита.

Основная ткань крупнопараморфических руд обогащена первичным тонкочешуйчатым мусковитом, в то время как повышенное содержание мусковита в основной ткани мелкопараморфических руд бывает связано с наложенными процессами щелочного метасоматоза.

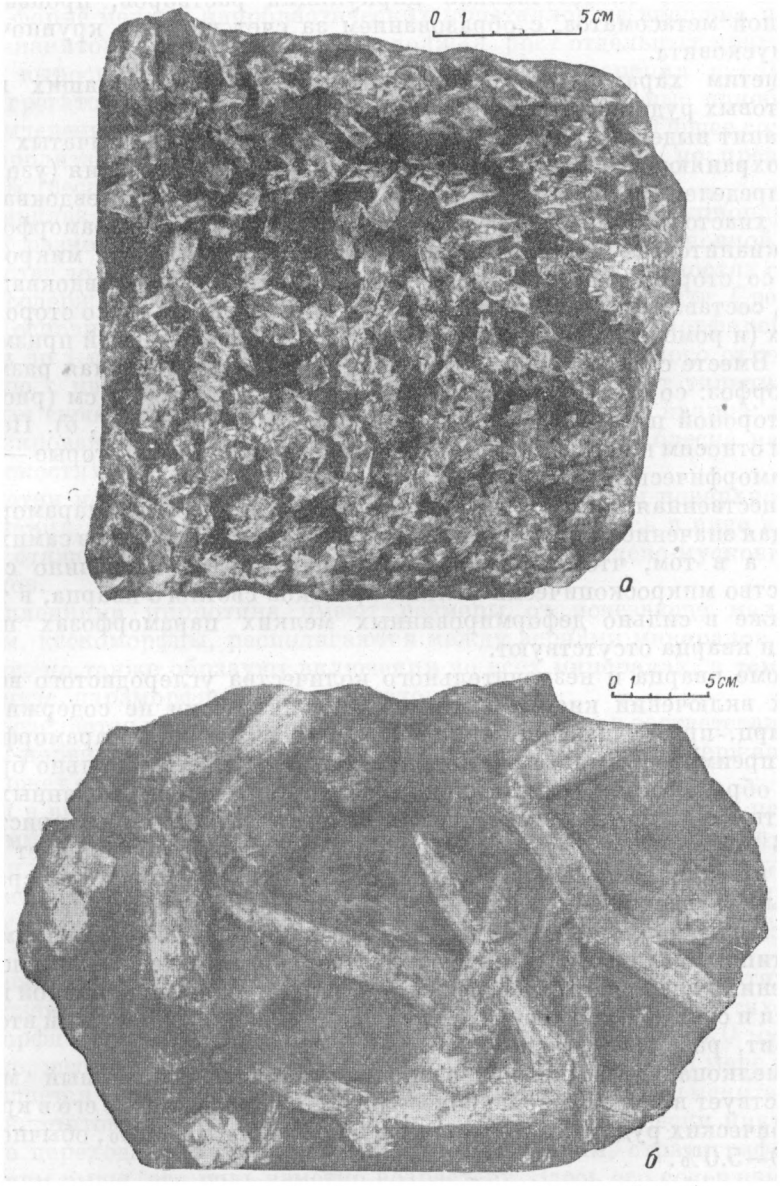


Рис. 137. Параморфические кианитовые сланцы (руды).

а — мелкопараморфический сланец месторождения Манюк; *б* — крупнопараморфический сланец месторождения Безымянное.

В крупнопараморфических рудах всегда присутствует кианит не только в виде параморфоз, но и в виде конкреционных, реже волокнистых агрегатов, иногда в количествах, предопределяющих необходимость выделения смешанного конкреционно-параморфического типа руд. В мелкопараморфических рудах конкреционные агрегаты кианита не встречаются, а волокнистые агрегаты в прожилках встречаются редко.

Более богатые кианитом мелкопараморфические руды легче и чаще подвергались наложенному рассланцеванию, способствовавшему деформации кианитовых параморфоз с частичной последующей перекристаллизацией кианита и возникновению тонкоплитняковой отдельности пород. Рассланцевание также способствовало циркуляции растворов, производивших щелочной метасоматоз, с образованием за счет кианита крупночешуйчатого мусковита.

Отметим характерные особенности минералов, входящих в состав кианитовых руд параморфического типа.

Кианит выделяется в виде сплошных агрегатов пластинчатых кристаллов, сохраняющих форму и некоторые особенности строения (узоры роста и распределения включений углеродистого вещества) псевдоквадратных призм хиастолита, по которому возникли кианитовые параморфозы. Размеры кианитовых параморфоз крайне разнообразны — от микроскопических, со стороны квадратного сечения ромбических (псевдоквадратных) призм, составляющих доли миллиметра, до гигантских — со стороны квадратных (и ромбических) сечений до 5—6 см и более и длиной призм до 20—30 см. Вместе с тем в рудах резко преобладает определенная размерность параморфоз: со стороной поперечных сечений от 0.5 до 1 см (рис. 137, *а*) и со стороной поперечных сечений от 3 до 5 см (рис. 137, *б*). Первые из них мы относим к мелкопараморфической разновидности, вторые — к крупнопараморфической.

Существенная разница между крупными и мелкими параморфозами, имеющая значение при оценке качества руд, заключается не в самих их размерах, а в том, что кианит крупных параморфоз постоянно содержит множество микроскопически мелких вростков светлого кварца, в то время как даже в сильно деформированных мелких параморфозах подобные вростки кварца отсутствуют.

Кроме кварца и незначительного количества углеродистого вещества, других включений кианит параморфоз практически не содержит.

Кварц, преобладающий минерал основной ткани, в параморфических рудах преимущественно имеет черную окраску и всегда сильно брекчирован с образованием остроугольных обломков, сцементированных мелкозернистым безуглеродистым кварцем посттектонической кристаллизации. В ослюденелых разностях руд количественно преобладает светлый кварц, в неизмененных (неослюденелых) разностях его роль по сравнению с черным обуглероженным кварцем совершенно незначительна.

Мусковит является существенной составной частью руд параморфического типа. Различается тонкочешуйчатый серый (вследствие присутствия включений углеродистого вещества и рутила) мусковит первичной кристаллизации и светлый, свободный от включений, крупночешуйчатый вторичный мусковит, развивающийся по кианиту параморфоз.

В мелкопараморфической разновидности руд первичный мусковит присутствует в количестве не более 1.0—2.0%, содержание его в крупнопараморфических рудах несколько выше и достигает 10—15%, обычно составляя 3.0—5.0%.

Вторичный мусковит особенно характерен для мелкопараморфических руд, но обычен в заметно деформированных разностях крупнопараморфических руд. Особенно сильному замещению мусковитом подвергаются концевые части параморфоз, где часто возникает псевдоморфный агрегат мусковита и светлого кварца. Нередко кианитовые параморфозы целиком облечены «рубашкой» светлого вторичного мусковита, содержание которого в ослюденелых разностях руд может достигать 15—20%.

Углеродистое вещество в параморфических рудах сконцентрировано главным образом в основной ткани пород и почти полностью отсутствует

в кианите параморфоз. В связи с этим обогащаемость параморфического кианита может быть иной, чем для углеродсодержащего кианита волокнисто-игольчатых руд.

Ставролит практически не содержится в мелкопараморфической разновидности руд, но обычен в крупнопараморфических рудах. Он выделяется в форме мелких идиобластических кристаллов на внешних поверхностях кианитовых параморфоз, продолжая рост отдельных кристаллов кианита, выросших за пределы призматического огранения параморфических агрегатов. Реже ставролит образует самостоятельные идиобластические выделения среди минералов основной ткани пород. Общее содержание ставролита в крупнопараморфических рудах обычно не превышает 1.0—2.0% (весовых).

Плагиоклаз (олигоклаз) повсеместно распространен в крупнопараморфических разновидностях руд, находясь среди минералов основной ткани в количестве до 5.0—8.0% (весовых), преимущественно в разностях с повышенным содержанием тонкочешуйчатого первичного мусковита. Среди минералов основной ткани плагиоклаз образует округлые порфиробласты размером до 1 см в поперечнике, серого цвета, более светлого оттенка по сравнению с кварцем и мусковитом. Плагиоклаз обладает типичным гелицитовым строением и переполнен округлыми вростками кварца; сильно каолинизирован, в связи с чем не имеет типичного для него блеска на спайных плоскостях.

Пирротин постоянно присутствует в рудах ниже зоны поверхностного выветривания, образуя тонкую вкрапленность, выделяясь в виде конкреционных стяжений и выполняя центральные части кварцево-мусковитовых прожилков.

Вкрапленники пирротина имеют размеры от исчезающе малых до 1—1.5 мм, ксеноморфны, располагаются между зернами минералов основной ткани, но также образуют включения во всех минералах, в том числе и в кианите параморфических агрегатов.

Распределяется пирротин неравномерно, прослоями, в соответствии с характером первичного напластования. Суммарное (среднее) содержание его в руде может составлять величину 3—5%.

Рутил в виде округлых зерен и мелких кристаллов размером не более 0.1—0.2 мм относительно равномерно распределен среди минералов основной ткани породы, в которых образует включения, ассоциируясь с углеродистым веществом. В кианите параморфических агрегатов рутил практически отсутствует. Содержание рутила довольно постоянно и колеблется в пределах 0.7—1.0% (весовых).

Ильменит отсутствует в мелкопараморфических разновидностях руд, но встречается в относительно обогащенных мусковитом разностях крупнопараморфических руд, где выделяется в форме мелких, до 1.0 мм в поперечнике, шестиугольных пластинок. Обычно в той или иной мере ильменит замещается агрегатом гематита и рутила. Содержание ильменита в собственно кианитовых рудах продуктивного пласта практически ничтожно, но в зоне перехода к ставролито-кианитовым сланцам, стратиграфически залегающим выше, его роль заметно возрастает. Здесь его содержание достигает 1.0—2.0% и более.

Пирит — типичный минерал зоны окисления, где он возникает за счет пирротина и в верхних ее частях является главным и практически единственным сульфидным минералом. Пирит здесь выделяется в форме разнообразных почковидных конкреционных и крустификационных агрегатов, будучи переотложенным и перекристаллизованным, или образует (на несколько более глубоких частях зоны окисления) псевдоморфозы по вкрапленникам пирротина, замещая их полностью или частично.

В незначительных количествах пирит встречается в кварцевых и мусковито-кварцевых прожилках вне зависимости от глубины развития зоны выветривания и окисления.

Халькопирит выделяется совместно с пирротином, реже с пиритом, в виде мелких ксеноморфных зерен, замещающих другие сульфидные минералы. Обычно встречается в составе конкреционных и прожилковых сульфидных агрегатов и очень редок в составе вкрапленников пирротина. Содержание халькопирита практически ничтожно.

Магнетит образует мельчайшую пылевидную вкрапленность среди минералов основной ткани или замещает с краев вкрапленники пирротина. Содержание магнетита не превышает в рудах десятых долей процента.

Ортит — относительно широко распространенный минерал в крупнопараморфических разновидностях руд, особенно изначально обогащенных мелкочешуйчатым мусковитом. Мало характерен в мелкопараморфических рудах. Ортит образует удлиненные игольчатые кристаллы с шестиугольным сечением. Размеры наиболее крупных из них составляют до 3 см длины и 1 мм в поперечнике. Ортит ассоциируется с плагиоклазом, постоянно встречаясь внутри его пойкилобласт, с мусковитом, реже с кварцем основной ткани и с кианитом параморфоз, в котором иногда образует включения, что свидетельствует о крайне раннем его выделении в сланцах. Поэтому он всегда в значительной степени изменен, а в зоне выветривания, кроме того, почти полностью выщелочен. В наиболее обогащенных ортитом разностях кианитовых руд содержание его составляет десятые доли процента.

Клиноцоизит в виде мелких ксеноморфных зерен ассоциируется совместно с поздним мусковитом, развивающимся за счет плагиоклаза. Содержание его ничтожно.

Апатит заметных выделений в параморфических рудах не образует. Спорадически встречается в шлифах в форме мельчайших округлых зерен среди минералов основной ткани. Присутствие апатита маскируется углеродистым веществом, но едва ли превышает десятые доли процента.

Циркон образует многочисленные мельчайшие кристаллы с квадратным сечением, отчетливо различающиеся в виде включений в слюдах. В кианите параморфических агрегатов циркон отсутствует. Его присутствие в кварце основной ткани обычно маскируется углеродистым веществом, но легко устанавливается после возгонки углеродистого вещества при прокаливании. Содержание циркона составляет немногие доли процента.

Диккит является распространенным вторичным минералом. Развивается за счет кианита параморфоз, преимущественно в крупнопараморфических рудах, а также образует самостоятельные выделения в плоскости трещин кливажа, по которым в этих случаях часто возникают зеркала скольжения, и в прожилках менее правильной формы. Диккит в самостоятельных выделениях имеет плотное внешнее аморфное сложение, воскоподобный облик, белый, желтый или красно-бурый (окрашивание окислами железа) цвет. Кианит параморфических агрегатов замещается белым диккитом по сети трещин спайности, причем иногда среди массы диккита остаются лишь немногие сохранившиеся разрозненные, но находящиеся в одинаковой ориентировке зерна кианита.

Распределение диккита в параморфических рудах весьма неравномерно и связано с процессами вторичного рассланцевания и метасоматического преобразования сланцев в отдельных участках продуктивного пласта. Обычно содержание его не превышает 2.0—3.0% (учитывая и диккит, или каолинит, образующийся по плагиоклазу).

Лимонит — обычный минерал зоны выветривания кианитовых руд, где возникает за счет окисления железа сульфидных минералов. Он образует охристые выделения, примазки в трещинах, окрашивает породу в ржаво-бурые цвета. Содержание лимонита составляет десятые доли про-

цента. Относительно обогащены лимонитом крупнопараморфические руды, более интенсивно выветрелые по сравнению с мелкопараморфическими.

Специфическая особенность кианитовых руд параморфического типа — присутствие безуглеродистого белого кианита в виде параморфических агрегатов, в котором практически не содержится включений посторонних минералов, кроме кварца (в крупнопараморфических разновидностях), — предопределяет возможность нахождения эффективных методов обогащения этих руд и получения высококачественных концентратов. Наличие зависимости между размером кианитовых параморфоз и общим содержанием кианита в руде служит непосредственным поисковым признаком на относительно богатые участки продуктивного пласта. Благоприятным поисковым признаком служит наличие руд мелкопараморфической разновидности, не содержащих заметного количества светлого крупночешуйчатого вторичного мусковита. Крупнопараморфические руды отличаются относительно пониженным содержанием кианита, а обилие микровростков кварца в кианите может создать затруднения при их обогащении.

Тип конкреционных руд. Кианитовые руды конкреционного типа имеют ограниченное распространение и характеризуются признаками, резко отличающими их от руд других типов. Среди конкреционных руд различаются две разновидности — крупноконкреционная и мелкоконкреционная.

Крупноконкреционные руды представляют собой породы темно-серого цвета с узловатым сложением вследствие присутствия округлых или эллипсоидальных конкреционных стяжений кианита, заключенных в тонкозернистую слюдисто-кварцевую основную ткань породы. Они обладают грубоплитняковой отдельностью и имеют бугристую поверхность выветривания (рис. 138). В богатых разностях крупноконкреционных руд кианитовые конкреции вплотную прилегают друг к другу и содержание кианита составляет 40—50%. В бедных разностях кианитовые конкреции располагаются изолированно, на некотором расстоянии друг от друга, в связи с чем содержание кианита снижается до 25—30%. Прослои обогащенных и обедненных кианитом разностей крупноконкреционных руд иногда чередуются между собой, но в целом богатые разности преобладают в стратиграфически нижней части продуктивного пласта.

В рудах конкреционные агрегаты кианита как бы обтекаются кварцево-слюдяной сланцеватой основной массой. При этом в богатых разностях руд преобладает в составе минералов основной ткани тонкочешуйчатый мусковит, а в бедных разностях — кварц. В промежутках между конкрециями кианита также находятся конкреционные стяжения сульфидов (оставшиеся после выщелачивания сульфидов пустоты видны на фотографии штуфа богатой крупноконкреционной руды — рис. 138).

В составе минералов основной ткани руд, кроме преобладающих кварца и мусковита, а также сульфидов, присутствуют в переменных количествах плагиоклаз, ставролит и все другие обычные второстепенные и акцессорные минералы кианитовых сланцев. Углеродистое вещество довольно равномерно распределено среди всех минералов, в том числе и в кианите конкреций.

Структура основной ткани крупноконкреционных руд порфировидная, грано- и лепидобластическая, обусловленная присутствием в тонкозернистой гранобластовой или гранолепидобластовой кварцево-мусковитовой массе гораздо более крупных идиобласт и порфиробласт плагиоклаза, ставролита, биотита, ильменита.

В крупноконкреционных рудах, особенно в более бедных кианитом их разностях, содержится множество кварцево-мусковитовых прожилков. Вдоль некоторых из них, прямолинейных и нередко секущих сланцеватость пород, возникают скопления кианита в виде соприкасающихся

полусферических агрегатов. Другие прожилки, в которых заметную роль наряду с кварцем и мусковитом играют сульфиды, являются более поздними, связанными с наложенными процессами минералообразования. Эти прожилки нередко рассекают кианитовые конкреции, подвергающиеся при этом различным изменениям, в частности образованию по ним псевдоморфоз диккита. Последний часто выполняет самостоятельно разнообразные по морфологии трещины в рудах.

Мелкоконкреционные кианитовые руды, пространственно ассоциирующиеся с крупноконкреционными, залегают стратиграфически выше

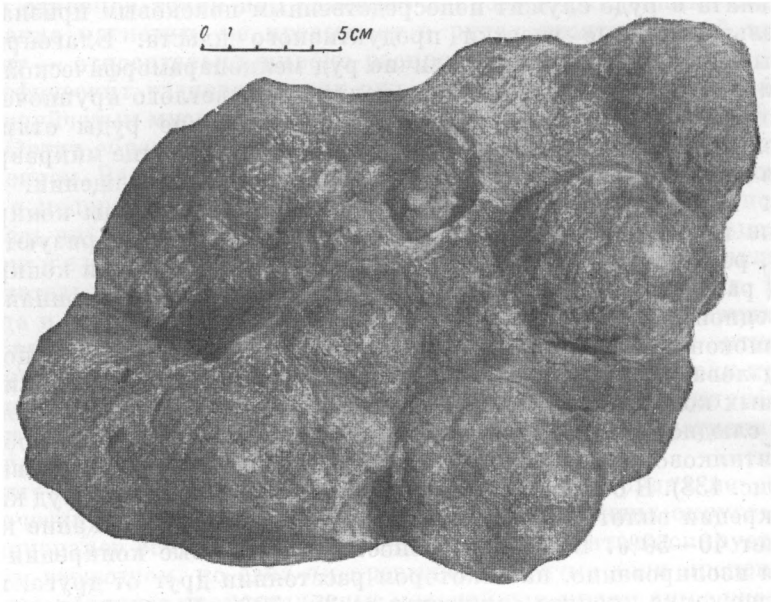


Рис. 138. Крупноконкреционный кианитовый сланец (руда). Месторождение Тяпшманюку.

их, в верхних частях продуктивного пласта, являясь переходными породами от кианитовых к ставролито-кианитовым сланцам. Для них характерно относительно высокое содержание кианита, но также повышенное содержание ставролита, плагиоклаза и ильменита среди минералов основной ткани.

Внешне мелкоконкреционные руды от крупноконкреционных отличаются мелкоагрегатным сложением, менее правильной формой конкреционных стяжений, присутствием заметного количества мелких идиобластических кристаллов ставролита, отчетливо различающихся невооруженным глазом. Главное же их отличие от крупноконкреционных руд заключается в особенностях строения самих кианитовых конкреций

Кианит в крупноконкреционных рудах выделяется главным образом в виде крупных, 3—5 см в поперечнике, округлых стяжений, сложенных агрегатом ветвящихся тонких кристаллов, растущих из общего центра. В строении крупных конкреционных агрегатов различаются 3 зоны: центр (образованный агрегатом белого тонкозернистого кианита), тело стяжения (сложенное фибролитовым агрегатом кианита — рис. 139 и относительно узкая периферическая зона, где в срастании с кианитом находятся ставролит и другие минералы вмещающей основной ткани. Мелкие конкреционные агрегаты, в отличие от крупных, как бы недоразвиты. В них практически отсутствует главная зона — тело конкреции.

Внешняя же зона приобретает непропорционально большое относительное развитие, причем в ней роль ставролита (вследствие общего повышенного его содержания в мелкоконкреционных рудах) также сильно повышена по сравнению с крупными конкрециями (рис. 122).

В небольшом количестве кианит в крупноконкреционных рудах присутствует также в форме параморфических агрегатов по хиастолиту и в форме отдельных идиобластических кристаллов и их агрегатов, возникших вследствие перекристаллизации конкреционного кианита в катаклазированных участках пород.

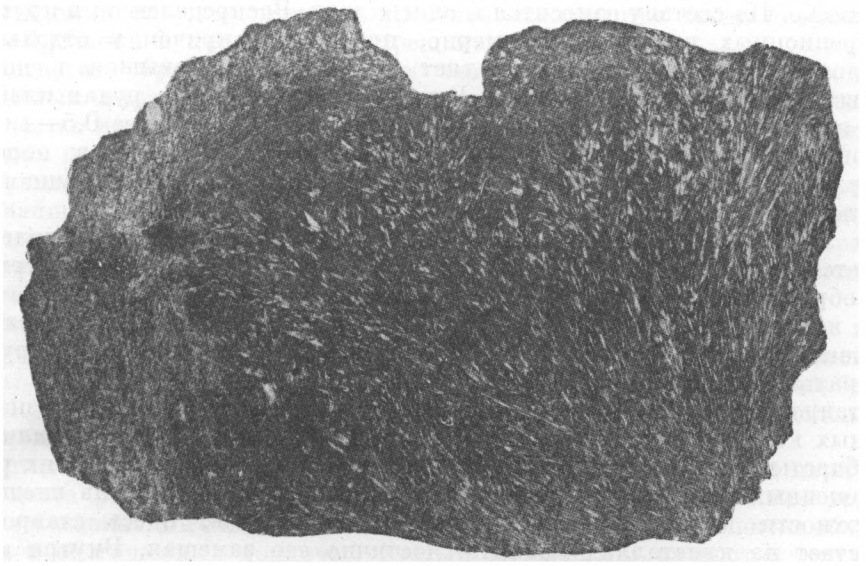


Рис. 139. Фибролитовое строение мономинерального конкреционного агрегата из крупноконкреционных кианитовых руд (фото большого шлифа; ув. 2, без анализатора).

Кварц — в виде обычных двух разновидностей в кианитовых сланцах: темной, содержащей углеродистое вещество, катаклазированной или брекчированной, и светлой, перекристаллизованной, цементирующей темный раздробленный кварц, — является преобладающим минералом как в крупно-, так и в мелкопараморфической разновидностях руд.

Кроме того, известное значение принадлежит светлому крупнокристаллическому кварцу в кварцевых и кварцево-мусковитовых прожилках в участках наложенного рассланцевания пород.

Мусковит преобладает в форме тонкочешуйчатой разновидности в основной ткани некоторых разностей крупноконкреционных руд и в переменных количествах содержится во всех разновидностях и разностях руд конкреционного типа. Обычно его содержание составляет 3.0—5.0%. В рудах из нижней части продуктивного пласта содержание мусковита резко возрастает, достигая 20—30% и более.

В участках и зонах вторичного рассланцевания и развития метасоматических процессов в рудах существенную роль приобретает вторичный светлый (не содержащий включений углеродистого вещества), крупночешуйчатый мусковит, выделяющийся как в кварцево-мусковитовых прожилках, так и по плоскостям сланцеватости, вместе с вторичным светлым кварцем.

Углеродистое вещество распределено относительно равномерно в массе руд, придавая им обычный темно-серый цвет. В различных минералах оно концентрируется в различной мере, образуя часто кучные, узловатые обособления вокруг кристаллов рутила, располагающиеся между зернами кварца, чешуйками мусковита, игольчатыми и волокнистыми кристаллами кианита конкреционных агрегатов. В массе чешуйчатого мусковита нередко наблюдается присутствие мельчайших шестигранных пластинок, принадлежащих, по-видимому, графитоиду.

Плагиоклаз выделяется среди минералов основной ткани, образуя округлые, эллипсоидальные порфиробласты, размером до 2—3 см в поперечнике. По составу относится к олигоклазу. Распределен он в крупноконкреционных рудах неравномерно, прослоями, причем в отдельных прослоях его содержание составляет 10—15%, не превышая в целом для всей массы руды 4.0—5.0%. В мелкоконкреционных рудах плагиоклаз выделяется в виде более мелких порфиробласт, не более 0.5—1.0 см в поперечнике, относительно равномерно распределенных в породе. Содержание его здесь несколько повышено по сравнению с крупноконкреционными рудами и достигает 3.0—10.0%.

В зоне поверхностного выветривания плагиоклаз легко каолинизируется и выщелачивается, благодаря чему на поверхности выветривания образуются характерные пустоты.

В невыветрелых зонах плагиоклаз свежий. Содержит разнообразные включения — углеродистое вещество, рутил, кварц, ортит и другие минералы.

Ставролит в крупноконкреционных рудах присутствует в незначительных количествах, образуя относительно крупные, до 1—2 см длины, идиобласты среди минералов основной ткани, особенно в прослоях руд, обогащенных плагиоклазом, и главным образом выделяясь на внешней поверхности конкреционных кианитовых агрегатов. Здесь ставролит нарастает на кристаллах кианита, частично его замещая. Внутри кианитовых конкреций ставролит не содержится. В крупноконкреционных рудах содержание ставролита не превышает десятых долей процента.

В мелкоконкреционных рудах содержание ставролита достигает 4.0—5.0%, причем в главной своей массе ставролит выделяется совместно с кианитом мелких конкреций, замещая кианит, или конкреционные агрегаты обрастают ими со всех сторон. В связи с этим разделение ставролита и кианита мелкоконкреционных агрегатов может представить большие трудности при обогащении руд.

Пирротин — главный сульфидный минерал, распространенный в составе конкреционных руд ниже зоны поверхностного выветривания. Он выделяется в форме вкрапленников, размером от 1—2 мм в поперечнике до мельчайшей рудной сыпи, распределяющихся главным образом среди минералов основной ткани, с отчетливым обогащением одних и обеднением других тонких прослоев пород. В кианите крупных конкреций вкрапленники пирротина встречаются спорадически.

Частью пирротин образует конкреционные стяжения в виде крупных, до 3—5 см в поперечнике, желваков и почковидных агрегатов с реликтовыми чертами первичного колломорфного строения.

Кроме того, пирротин выполняет секущие трещины или выделяется в кварцево-мусковитовых и кварцево-диккитовых прожилках, пересекающих конкреционные кианитовые агрегаты. Особенно распространен пирротин в прожилках и трещинах среди катаклазированных рассланцеванных крупноконкреционных руд, в то время как в мелкоконкреционных и нерасланцованных крупноконкреционных рудах преобладающая роль принадлежит пирротину вкрапленников.

Пирит широко развит в зоне окисления, где образует псевдоморфозы по вкрапленникам пирротина или встречается в почковидных, натечных агрегатах, инкрустирует трещины и т. п.

В зоне окисления пирит практически полностью замещает пирротин и содержание его составляет 3.0—5.0%. С глубиной содержание пирита уменьшается до почти полного исчезновения.

Халькопирит не имеет самостоятельного значения. Выделяется в форме мелких ксеноморфных зерен совместно с пирротином, реже с пиритом (в прожилках). Содержание халькопирита составляет сотые доли процента.

Пентландит также не имеет самостоятельного значения. В виде мельчайшей сыпи или пластинчатых вростков наблюдается среди пирротиновых выделений в прожилках и трещинах.

Магнетит образует полные или частичные псевдоморфозы по пирротиновым вкрапленникам, в том числе встречающимся в небольшом количестве внутри кианитовых конкреций. Общее содержание магнетита в рудах невелико, несколько возрастает с глубиной.

Рутил в виде мелких округлых зерен, но преимущественно в форме мельчайших кристаллов, образующих двойники, и сростков многих индивидов распространен в количестве 0.7—0.9% среди минералов основной ткани. Содержание рутила в самих конкреционных кианитовых агрегатах понижено и не превышает 0.4—0.5%.

Ильменит практически отсутствует в крупноконкреционных кианитовых рудах, но распространен в мелкоконкреционной их разновидности. Здесь ильменит содержится в переменных количествах, но не более 1.0—1.5%, и образует мелкие пластинчатые выделения, распределенные среди минералов основной ткани.

Ортит в виде игольчатых кристаллов зеленовато-серого или коричневого цвета размером до 1.5—2 см вдоль длинной оси постоянно встречается в ассоциации с плагиоклазом, образуя в нем вростки. Так же обычен ортит в обогащенных тонкочешуйчатым мусковитом разностях крупноконкреционных руд, выделяясь среди минералов основной ткани. Внутри конкреционных агрегатов кианита не встречается.

Ортит всегда сильно изменен, иногда полностью разрушен.

Клиноцоизит в незначительном количестве в виде ксеноморфных зерен распространен в ассоциации со вторичным мусковитом, особенно при замещении мусковитом плагиоклаза. Содержание клиноцоизита практически ничтожно.

Апатит присутствует среди минералов основной ткани руд в виде спорадически встречающихся мельчайших округлых и овальных зерен. Содержание апатита ничтожно.

Циркон в виде мельчайших кристаллов обнаруживается среди мусковита основной ткани, а также в виде включений в редких порфиробластах биотита и хлорита. В последнем случае вокруг зерен циркона возникают плеохроичные ореолы. Содержание циркона с трудом поддается оценке, но не превышает десятых долей процента. В кианите циркон не обнаруживается.

Биотит довольно широко распространен в крупноконкреционных рудах, где выделяется в форме тонких пластинчатых порфиробласт, включающих все минералы, кроме плагиоклаза, который сам иногда захватывает биотит. Практически общее содержание биотита ничтожно.

Хлорит спорадически встречается в форме небольших лейст среди кварцево-мусковитовой основной ткани пород, а также частично или полностью замещает биотит и ставролит. Содержание хлорита незначительно.

Гранат в виде мелких (не более 0.5 см в поперечнике) изометричных кристаллов темного коричнево-красного цвета спорадически встречается среди минералов основной ткани.

Диккит играет заметную роль в составе крупноконкреционных руд, где может образовывать псевдоморфозы по кианитовым конкрециям, а также выделяется в многочисленных прожилках — мономинеральных или совместно с кварцем. Псевдоморфные агрегаты диккита по кианиту обычно возникают около прожилков, выполненных сульфидами. Внешне такие диккитовые псевдоморфозы, сохраняющие все морфологические особенности строения кианитовых конкреций и унаследующие характер распределения в них углеродистого вещества, неотличимы от неизмененных конкреций.

В трещинах и прожилках диккит образует воскоподобные (каменный мозг) или листоватые, волокнистые массы белого, светло-желтого, зеленого или бурого цвета.

Общее содержание диккита в крупноконкреционных рудах достигает 2—3%. Оно несколько выше в наиболее сильно измененных их разностях — рассланцованных, окварцованных и ослюдененных. Роль диккита в мелкоконкреционных рудах совершенно незначительна.

Лимонит, образуясь в приповерхностной зоне выветривания за счет сульфидов, встречается в пустотах от их выщелачивания в виде охристых налетов. В трещинах отмечаются натечные массы и корочки лимонита. В главной же своей массе лимонит пропитывает основную ткань пород, окрашивая ее в ржаво-бурые цвета. Внутри кианитовых конкреций отсутствует. Общее содержание лимонита в рудах не превышает десятых долей процента.

Кианитовые руды конкреционного типа имеют небольшое относительное распространение по сравнению с рудами других типов. Главной отличительной их особенностью является нахождение кианита в виде плотных масс достаточно большого размера, что служит предпосылкой для применения к рудам высокоэффективных методов обогащения. Эти методы (отделение кианита в тяжелых суспензиях) будут эффективны в применении к бессульфидным рудам зоны выветривания, но, очевидно, не смогут дать положительных результатов для руд глубоких горизонтов месторождений и мелкоконкреционной разновидности руд.

Тип порфиробластических руд. Порфиробластические кианитовые руды отличаются рядом существенных особенностей, связанных с их генезисом. Прежде всего, их распространение ограничено узкими, но протяженными зонами контактов кианитовых сланцев с интрузивными телами метабазитов. Далее, в них практически отсутствует углеродистое вещество (вынесенное или возогнанное в результате термального воздействия на сланцы со стороны интрудировавшей основной магмы), благодаря чему породы (руды) имеют светлый цвет. Количественный минеральный состав и свойства слагающих руды минералов существенно отличаются от руд ранее описанных типов. Главными минералами руд являются натрийсодержащий мусковит, кварц, кианит, плагиоклаз (олигоклаз, андезин). Иногда в них содержится в заметном количестве ставролит, но обычно он отсутствует. Из акцессорных минералов присутствуют ильменит, рутил, ортит, клиноцоизит. Отличительной особенностью руд является также выделение кианита в виде порфиробласт или идиобластических кристаллов нередко гигантского размера.

Кианит присутствует в пониженном количестве по сравнению с исходными кианитовыми сланцами, за счет которых возникают порфиробластические руды. Его содержание обычно не превышает 25—30% (весовых), но нередко является убогим. Вместе с тем в процессе контактово-метасоматического преобразования исходных кианитовых сланцев кианит, испытывая собирательную перекристаллизацию, образует сложные порфиробластические агрегаты крупных кристаллов, нередко имеющие звездчатые формы (рис. 74), или одиночные крупные порфирообласты

(идиобласты) и их сростки. Размер идиобласт достигает 25 см в длину при 2—3 см в поперечнике, обычно же одиночные кристаллы имеют 5—10 см вдоль оси *C* при 0.2—1 см в поперечнике (рис. 113).

При раскалывании и дроблении породы кристаллы кианита легко отделяются от вмещающей слюдяно-кварцево-полевошпатовой массы (рис. 140), что создает возможность легкого извлечения кианита из порфиробластических руд. Необходимо учитывать, тем не менее, что присутствие в порфиробластическом кианите включений минералов, содержащихся в основной массе, — кварца, плагиоклаза, ильменита, рутила — может отрицательно сказываться на качестве кианитового концентрата из руд рассматриваемого типа.

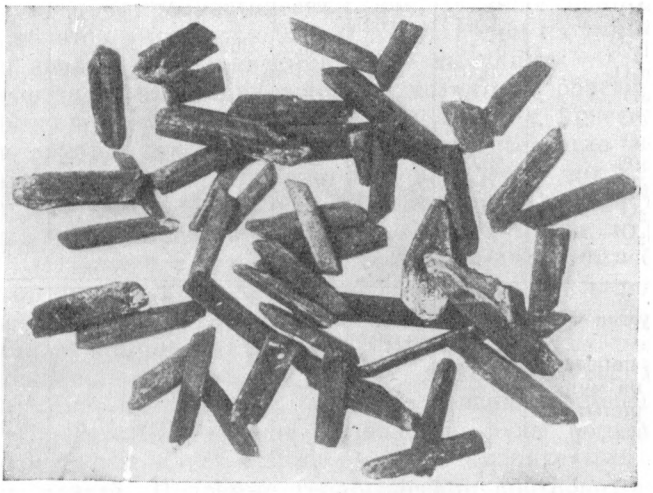


Рис. 140. Естественный кианитовый концентрат из руд порфиробластического типа. Месторождение Червурта.

Отметим, что в разностях руд, существенно кианито-слюдяных, не содержащих плагиоклаза или содержащих его в небольших количествах, кианит почти свободен от вростков посторонних минералов. В этих же разностях руд ставролит отсутствует полностью или же содержится в незначительных количествах. Наоборот, в разностях руд, обогащенных плагиоклазом и ставролитом, кианит содержит много пойкилитовых вростков кварца (вплоть до образования типичных диабластовых структур), а также вростков других минералов.

Состав кианита, выделенного из руды, содержащей плагиоклаз, и не подвергавшегося специальной дополнительной обработке с целью выделения примесей, приведен в табл. 57.

Мусковит содержится в рудах в переменных количествах — от незначительных, порядка 5.0—6.0%, до преобладающих, порядка 50—60%. В основной массе он образует сплошные тонкочешуйчатые агрегаты, определяющие ее лепидобластовую структуру.

Кварц является главным минералом основной ткани в разностях, относительно бедных мусковитом. В существенно мусковитовых разностях руд содержание кварца резко снижается, до величины 10.0—15.0%. Выделяется кварц в виде мелких изометричных зерен, свободных от включений углеродистого вещества. Характерно присутствие кварца в виде округлых пойкилитовых вростков в порфиробластах плагиоклаза, кианита и ставролита, иногда в большем количестве, чем в основной

Таблица 57

Химический состав кианита из контактного порфиробластического кианитового сланца месторождения Червурта (обр. 88/54) и пересчет на минеральные компоненты (коллекция И. В. Белькова, аналитик В. Г. Загинайченко)

Компоненты	Весовые проценты	Приведенные к 100%	Молекулярное количество	Кианит	Кварц	Рутил, в вес. %	Углерод, в вес. %
SiO_2 . . .	41.25	41.42	689	563	126		
TiO_2 . . .	0.61	0.61	—			0.61	
Al_2O_3 . . .	57.18	57.43	562	563			
Fe_2O_3 . . .	0.18	0.18	1				
FeO	0.07	—	—				
MgO . . .	0.00	—	—				
CaO	0.18	—	—				
MnO . . .	0.00	—	—				
Na_2O . . .	0.11	—	—				
K_2O . . .	0.10						
H_2O- . . .	0.04	—					
П. п. п. .	0.36	0.36					0.36
Сумма . .	100.08	100.00	1252	1126 / 9.94	126 / 10.06		
В пересчете на минералы, в вес. % .				89.07	9.96	0.61	0.36

ткани породы. Последнее обстоятельство свидетельствует о наиболее позднем времени выделения слюды по сравнению с другими минералами и метасоматической ее природе.

Плагиоклаз образует пойкилобласты, нередко очень крупные, до 3—5 см в поперечнике. Характерна округлая сплюснутая форма таких пойкилобласт, включающих кварц, ильменит, рутил, эпидот. Содержание плагиоклаза колеблется в широких пределах, от почти полного отсутствия до 25—30% (весовых). Включения плагиоклаза в кианите и ставролите свидетельствуют об одновременном их выделении (перекристаллизации). Состав плагиоклаза закономерно меняется от олигоклаза №№ 25—30 в неизмененных кианитовых сланцах до андезина №№ 40—45 в зоне непосредственных контактов порфиробластических кианитовых сланцев с метабазитами.

Ставролит образует крупные идиобластические выделения преимущественно в зонах непосредственных контактов кианитовых сланцев с метабазитами, где его содержание может составлять 5—6%. С удалением от контактов обычно содержание ставролита в рудах снижается. Одновременно с этим наблюдается постепенное уменьшение размеров ставролитовых кристаллов до свойственной им величины в неизмененных сланцах.

Ильменит обычно находится в рудах в количестве до 1.0—2.0%, образуя относительно крупные, до 3—5 мм в диаметре, шестиугольные пластинки, равномерно распределенные и неориентированные. Включения ильменита содержатся во всех порфиробластических выделениях минералов — в кианите, ставролите, плагиоклазе. При дроблении кианита ильменит легко от него отделяется.

Рутил в порфиробластических рудах не является постоянной акцессорной примесью. В разностях, содержащих ильменит, рутил обычно отсутствует. Наоборот, при наличии рутила отсутствует ильменит. В разностях руд, переходных к неизмененным кианитовым сланцам, испытавших полную перекристаллизацию, рутил и ильменит могут находиться совместно.

В типичных порфиробластических кианитовых рудах, содержащих рутил, последний выделяется в виде относительно крупных (до 1—2 мм вдоль оси *C*) кристаллов короткостолбчатого габитуса черного цвета, содержащих пойкилитовые микровростки кварца. Вследствие возникновения условий для миграции титана при контактово-метасоматическом наложенном метаморфизме кианитовых сланцев содержание титановых минералов в порфиробластических рудах непостоянно. Содержание рутила колеблется в пределах 0.0—0.5% (в целом на руду), в отдельных участках и зонах оно может быть более высоким.

Оргит нередко обнаруживается в разностях руд, обогащенных плагиоклазом. Выделяется в форме мелких игольчатых кристаллов коричневого цвета внутри плагиоклазовых порфиробласт, где его содержание в отдельных случаях составляет до 3.0—5.0%, т. е. достигает 0.3—0.5% на массу руды в целом. Чаще, однако, место ортита занимает клиноцоизит.

Клиноцоизит распространен, так же как и ортит, в разностях, содержащих плагиоклаз, с которым он тесно ассоциируется, образуя вростки относительно крупных (до 2—3 мм вдоль оси *C*) короткостолбчатых кристаллов зеленовато-серого цвета в плагиоклазовых порфиробластах. Содержание клиноцоизита не превышает десятых долей процента.

Основываясь на приведенных данных, характеризующих тип порфиробластических кианитовых руд, отметим признаки, имеющие поисковое значение. Порфиробластические кианитовые руды образуются на контактах интрузивных пластов метабазитов с кианитовыми сланцами продуктивного пласта. Подобные геологические соотношения пород свойственны главным образом южному крылу Кейвского синклинория, в связи с чем порфиробластические кианитовые руды практически отсутствуют в северном крыле Кейв и обычны на южном их крыле. Благоприятными признаками при оценке качества руд являются отсутствие или пониженное содержание в их составе кварца, порфиробластического плагиоклаза и ставролита наряду с повышенным содержанием мусковита, высокая степень перекристаллизации кианита с образованием идиобластических кристаллов с отчетливым кристаллическим огранением.

Тип конкреционно-параморфических руд. В крупноконкреционных и крупнопараморфических кианитовых рудах всегда преобладает соответствующий морфогенетический тип кианита, хотя обычно они присутствуют оба совместно. В то же время некоторым распространением пользуется промежуточный между крупноконкреционными и крупнопараморфическими рудами тип конкреционно-параморфических руд, в составе которых в соизмеримых пропорциях присутствуют и крупные кианитовое конкреции, и крупные кианитовые параморфозы по хиастолиту (рис. 141).

Конкреционные и параморфические агрегаты кианита в рудах преимущественно располагаются изолированно друг от друга, но в некоторых случаях в разностях, испытавших интенсивное наложенное рассланцевание и деформацию кианитовых параморфоз, происходит развитие кианита конкреционных агрегатов за счет кианита параморфоз, по-видимому испытывающего перекристаллизацию и переотложение. Кроме отмеченных текстурных особенностей, в остальном (строение самих кианитовых агрегатов, качественный и количественный минеральный состав, свойства отдельных минералов) конкреционно-параморфические руды

сохраняют все отличительные и характерные черты, свойственные крупно конкреционным и крупнопараморфическим кианитовым рудам.

Следовательно, их специфика, обусловливающая целесообразность выделения этих руд в качестве самостоятельного типа, связана с решением вопросов обогатимости методами, применяемыми к конкреционным или крупнопараморфическим рудам в отдельности. По-видимому, применение этих методов в чистом виде к рудам конкреционно-параморфического типа встретит затруднения.

Заключая рассмотрение и оценку практической значимости различных типов руд, следует подчеркнуть, что все рассмотренные типы и раз-

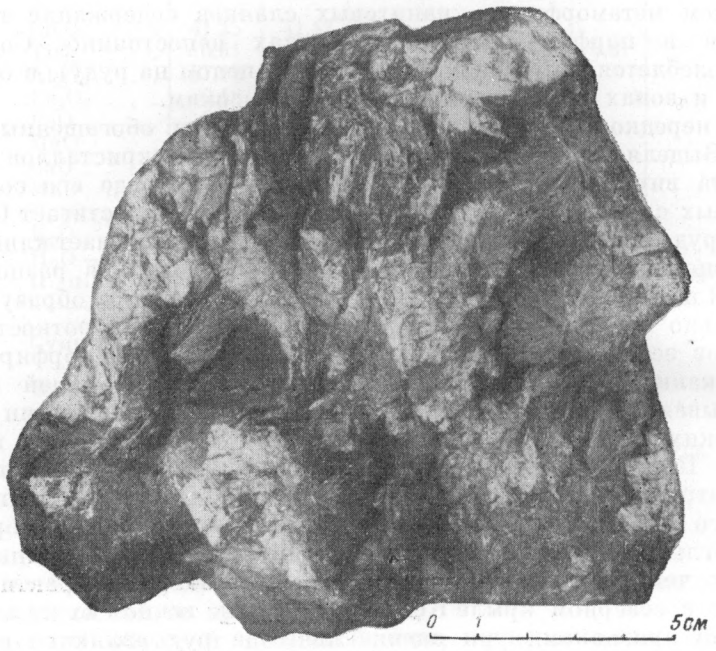


Рис. 141. Конкреционно-параморфический кианитовый сланец (руда). Месторождение Восточная Шуурурта.

новидности характеризуются рядом особенностей, могущих влиять на выбор способа их обогащения. Поэтому в конечном счете главным должно явиться отыскание эффективных методов обогащения каждого из типов и разновидностей руд для сравнения этих методов между собой и выбора наилучшего. Очевидно также, что наибольший интерес представляют руды, в которых сам кианит содержит наименьшее количество посторонних включений, поскольку это служит предпосылкой для получения высококачественных концентратов. Такими рудами являются волокнисто-игольчатые (особенно сноповидно- и радиально-волокнистые разновидности), крупноконкреционные и мелкопараморфические кианитовые сланцы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Кейвские кианитовые месторождения по своим масштабам несравнимы ни с одним из других известных в мире месторождений высокоглиноземистого сырья и по геологическим запасам превосходят все другие месторождения вместе взятые. Констатация этого факта приобретает новое значение не только в связи с возрастающими потребностями народного хозяйства в высокоглиноземистом сырье, но и в связи с установлением главных закономерностей формирования кейвских месторождений кианита и размещения кейвской кианитоносной свиты среди синхронных и сингенетичных образований северо-восточной части Балтийского щита, так как найденные закономерности могут служить основой прогнозов для нахождения аналогичных месторождений в других районах (Бельков, 1960б).

Изучение кейвских кианитовых месторождений позволило установить их полиметаморфический генезис, обусловленный длительностью и сложностью геологической истории формирования Восточно-Кольской ветви послениижнеархейской геосинклинали на территории Кольского п-ова.

Первичным материалом, за счет которого возникли кианитовые сланцы, послужили обогащенные Al_2O_3 и органическим веществом глинистые, каолинового типа осадки свиты кейв, имеющей верхнеархейский возраст. Преобразование первоначального осадочного материала в ходе развития Кейвской зоны Восточно-Кольского субгеосинклинального пояса происходило в глубинных условиях, определивших возникновение пород кианитовой субфации амфиболитовой фации регионального метаморфизма. По современным представлениям (Schulling, 1959; Соболев, 1960), этим условиям соответствуют глубины не менее 10 км и температуры не менее 450—550° С. Наиболее глубокое преобразование осадки свиты кейв испытали в процессе первого — доорогенного регионального метаморфизма. Образование кианитовых сланцев происходило в обстановке глубинного «течения» материала, не сопровождавшегося появлением складчатых тектонических структур, возникших на поздних этапах послеверхнеархейского тектогенеза, когда кианитовые сланцы испытали дальнейшие преобразования.

Последующее развитие тектогенеза ознаменовалось основными интрузиями в свиту кейв. В результате контактово-метасоматического воздействия основных интрузий кианитовые сланцы подверглись щелочному метасоматозу, фельдшпатизации и полной перекристаллизации с образованием идиобластического и порфиробластического кианита. Эти изменения, пространственно ограниченные зонами контактов с пластообразными телами метабазитов, главную массу кианитовых сланцев не затронули.

С кульминационной фазой тектогенеза связаны формирование главных элементов складчатой тектонической структуры Кейв, широкое проявление кислого магматизма и повторный региональный метаморфизм свиты кейв. Складчатость и повторный региональный метаморфизм на кианитовые сланцы оказали относительно слабое влияние. Оно проявилось главным образом в перекристаллизации сланцев с переориентировкой кианита при складчатых движениях, появлении новых генераций кианита, ставролита, кварца, мусковита и некоторых других минералов, а также в локальном развитии процессов регрессивного метаморфизма — возникновении минерального комплекса поздних стадий минералообразования, в частности, в замещении кианита мусковитом и диккитом.

Более существенные изменения кианитовые сланцы испытали в результате контактово-метасоматического воздействия со стороны мощной посторогенной интрузии щелочных гранитов, в районе западных Кейв. В прогрессивную стадию контактового метаморфизма здесь на месте кианитовых возникли силлиманитовые сланцы. В значительной части они под воздействием более поздних процессов метасоматоза и регрессивного метаморфизма испытали перерождение в разнообразные мусковитовые, кварцево-мусковитовые сланцы, кварцево-каолинитовые и другие породы. Другие синхронные интрузии щелочных гранитов, находящиеся вне зон непосредственных контактов с породами свиты кейв, не оказали на кианитовые сланцы сколько-нибудь существенного воздействия.

Более молодые геологические процессы нижнепалеозойского (каледонского?) диастрофизма и связанный с ним вулканизм, проявившийся на Кейвах в виде редких даек диабазов, авгитовых порфиритов и пикрит-порфиритов, кианитовых сланцев практически не затронули.

Следовательно, кианитовые сланцы кейвских месторождений в целом проявили весьма большую устойчивость к разнообразным внешним факторам геологического воздействия на них.

Сложный полиметаморфический генезис кейвских месторождений кианита нашел яркое отражение в исключительном морфогенетическом разнообразии самого кианита, чутко реагирующего на все изменения условий своего образования. Различие главных морфогенетических типов кианита связано с различным временем его кристаллизации по отношению к дифференциальным движениям, т. е. с его дотектоничной, синтектоничной (синкинематичной) и посттектоничной (посткинематичной) кристаллизацией. Это находится в очевидном противоречии с известной концепцией, приписывающей стрессу роль фактора химического равновесия при минералогенезисе.

Приведенный фактический материал по генезису кианита, который обычно рассматривается как типичный «стресс-минерал», достаточно наглядно подтверждает теоретический вывод Д. С. Коржинского (1940), отрицавшего роль стресса как фактора термодинамического равновесия. С другой стороны, этот материал подтверждает большую роль стресса как геологического фактора минералообразования, способствующего перекристаллизации пород путем их метаморфической, преимущественно метасоматической дифференциации при условии свободной циркуляции инфильтрационных и поровых растворов. В этом смысле региональный метаморфизм, обычно сопровождающийся проявлением стресса, следует рассматривать как региональный метасоматоз. При этом метасоматоз можно понимать как суммарный эффект изменений химического и минерального состава в каждом элементарном участке горной породы, сохраняющей твердое состояние, при условии практически одновременного растворения старых и кристаллизации новых минералов.

Естественно, что региональный метасоматоз может происходить как с изменением валового химического состава пород, т. е. с привносом или

выносом компонентов (помимо воды и углекислого газа), так и без изменения валового химического состава пород, путем перераспределения компонентов внутри самой породы, что и является существом метаморфической дифференциации. Региональный метаморфизм свиты кейв происходил без заметного привноса или выноса, с сохранением первичного химического состава пород, изначально относительно обогащенных глиноземом.

Минералогическое изучение кианитовых руд кейвских месторождений показало, что они не могут быть отнесены к категории богатых руд высокоглиноземистого сырья. Тем не менее они выгодно отличаются от руд большинства других, более или менее крупных отечественных и зарубежных месторождений высокоглиноземистого сырья исключительной чистотой самого кианита в отношении содержания вредных примесей железа, титана и щелочей. Высокое качество кианита предопределяет возможность получения из кейвских руд высокосортных кианитовых концентратов. Наряду с этим своеобразие минерального состава и разнообразие текстурно-морфологических типов кейвских кианитовых руд требует разработки применительно к ним специальных приемов обогащения.

Изучение вопросов обогащения этих руд облегчается теперь знанием особенностей их минерального состава и свойств главных и второстепенных минералов. Поэтому на пути практического освоения кейвских месторождений одной из первоочередных задач является окончательное и полное решение проблемы обогащения кианитовых руд. При этом необходима проработка вопроса о возможности комплексного использования кианитовых руд с целью получения из них и кианитового, и рутилового концентратов.

Слабой стороной в изучении кианитовых месторождений Кейв остается недостаточное знание закономерностей изменения качественного и количественного состава руд с глубиной, а также незнание распределения на месторождениях мощностей выветрелых, бессульфидных, обогащенных кианитом руд. Между тем эти вопросы могут приобрести решающее значение в случае признания целесообразности использования в первую очередь руд выветрелых зон месторождений.

Другими вопросами, подлежащими разрешению, является установление закономерностей распределения титана и титановых минералов во всей кейвской свите кристаллических сланцев, а также дальнейшее изучение других полезных ископаемых района Кейв — жильного кварца, кварцитов, абразивного граната, пегматитов, строительных материалов и др. Наряду с этим должны быть получены новые материалы, характеризующие процессы минералогенезиса во всех геологических образованиях района Кейв и прежде всего в самой свите, что позволит углубить знания и представления о физической и физико-химической сущности и геологической обстановке процессов регионального метаморфизма и их взаимосвязи с магматизмом.

Осуществление дальнейших исследований необходимо проводить параллельно с реализацией проблемы широкого использования кейвских кианитов в народном хозяйстве.

ЛИТЕРАТУРА

Ажгирей Г. Д. Структурная геология. Изд. МГУ, М., 1956.

Аникеев Н. П. Геология и минералогия Ангаро-Илимских железорудных месторождений. Тр. Вост.-сиб. геол. треста, вып. 19, 1936.

Апухтин Н. И. Стратиграфия четвертичных отложений Кольского п-ова и Северной Карелии по новейшим исследованиям. Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-запада СССР, Госгеолтехиздат, М., 1957.

Арустамов А. А. О петрогенетической роли углеродистого вещества. ДАН УзССР, № 7, 1956.

Барт Т. Теоретическая петрология. Изд. иностр. лит., М., 1956.

Батиева И. Д. Авгитовые и пикрит-порфириты в районе западных Кейв на Кольском п-ове. Материалы по минералогии Кольского п-ова, вып. 3, Изд. Кольск. фил. АН СССР, Апатиты, 1962.

Батиева И. Д., И. В. Бельков. Сахарйокский щелочной массив. Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, № 2, Петрозаводск, 1958а.

Батиева И. Д., И. В. Бельков. Базальные конгломераты кейвской осадочно-метаморфической серии в районе западных Кейв. Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, № 4, Петрозаводск, 1958б.

Батиева И. Д., И. В. Бельков. О признаках первично-осадочного происхождения кристаллических сланцев и гнейсов Кейв. Вопросы геологии и минералогии Кольского п-ова, вып. 3, Изд. АН СССР, М.—Л., 1960.

Белевцев Я. Н., Г. В. Тохтуев. К вопросу о рациональности термина «кливаж». Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1953.

Белицкий А. К вопросу о механизме образования кливажных трещин. Тр. Горно-геологического инст. Западно-Сибирского фил. АН СССР, вып. 6, 1949.

Белостоцкий И. Наблюдения над знаками ряби. Изв. Всесоюзн. геогр. общ., т. 72, вып. 2, 1940.

Белоусов В. В. Послойное перераспределение материала в земной коре и складкообразование. «Сов. геология», № 39, 1949.

Белоусов В. В. К вопросу о механизме образования ориентировки минералов в горных породах. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., т. XXV (5), 1950.

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, М., 1954.

Бельков И. В. Кейвские кианитовые месторождения. Сб. «Богатства недр Кольского п-ова». Изд. газеты «Полярная правда», Мурманск, 1957а.

Бельков И. В. Месторождения абразивного граната района западных Кейв. Сб. «Богатства недр Кольского п-ова». Изд. газеты «Полярная правда», Мурманск, 1957б.

Бельков И. В. Кианит из контактных зон кейвских кианитовых сланцев с метабазитами. Материалы по минералогии Кольского п-ова, вып. 1, Изд. Кольск. фил. АН СССР, Кировск, 1959.

Бельков И. В. Геология свиты кейв и генезис кейвских месторождений. Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Тр. 2-го Всесоюзн. петрограф. совещания, Госгеолтехиздат, М., 1960а.

Бельков И. В. Закономерности размещения и формирования метаморфогенных высокоглиноземистых месторождений (на примере кианитовых месторождений Кейв на Кольском п-ове). Сб. «Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон», ч. I. Изд. АН УССР, Киев, 1960б.

Бельков И. В. Кианит из кианитовых сланцев свиты кейв. Материалы по минералогии Кольского п-ова, вып. 2, Изд. Кольск. фил. АН СССР, Апатиты, 1962.

Бельков И. В. Метаморфический комплекс Кейв в восточной части Кольского п-ова. Сб. «Проблемы геологии Карелии и Кольского п-ова». Мурманское книжное изд., Мурманск, 1961.
Борисов П. А. Горнорудное сырье Кольского п-ова. Тр. I Заполярной геологоразведочной конференции. Изд. Лен. геол. треста, Л., 1933.
Борисов П. А. Месторождения высокоглиноземистого сырья и их сравнительная оценка. Тр. Лен. геол. упр., № 5, «Большие Кейвы», Гостоптехиздат, М.—Л., 1940а.
Борисов П. А. Кейвские кианиты. Сб. «Производительные силы Кольского п-ова», вып. 1, Изд. АН СССР, М.—Л., 1940б.
Боч С. Г., И. В. Краснов. Процесс гольцового выветривания и образование нагорных террас. «Природа», № 5, 1951.
Вассоевич Н. Б. Слоистость в свете учения об осадочной дифференциации. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1950.
Вассоевич Н. Б. Условия образования флиша. Гостоптехиздат. М.—Л., 1951.
Воробьева О. А. Западная зона контакта щелочной гранитной интрузии центрального водораздела Кольского п-ова. Тр. Петрогр. инст. АН СССР, вып. 2, 1932.
Галахов А. В. К вопросу о возрасте свиты кейв. ДАН СССР, т. XI, № 3, 1948.
Геологический словарь, т. I. Госгеолтехиздат, М., 1955.
Гинзбург И. В. Геологическое положение и внутренняя тектоника щелочных гранитов на Кольском п-ове. Сб. «Щелочные граниты Кольского п-ова». Изд. АН СССР, М.—Л., 1958.
Гинзбург И. В., А. И. Горшков. О графите кианитовых сланцев Кейв (Кольский полуостров). Тр. Минералог. муз. им. А. Е. Ферсмана, вып. 12, Изд. АН СССР, М., 1961.
Горлов Н. В. Кристаллизационная сланцеватость, полосчатость и линейные текстуры в кристаллических сланцах и гнейсах. Методика геологического картирования метаморфических комплексов. Госгеолтехиздат, М., 1957.
Григорьев А. А. Материалы к физической географии северо-восточной части Кольского п-ова. Изд. АН СССР, М., 1932.
Григорьев П. К. Слюдяные пегматиты хр. Кейв в центральной части Кольского п-ова. Сб. «Слюды СССР», ОНТИ НКТП СССР, Л.—М., 1937.
Данилович В. Н. О происхождении кливажа в складчатой структуре. ДАН СССР, нов. сер., т. 68, № 2, 1949.
Джафф Г. В. Роль иттрия и других редких элементов в группе граната. Редкие элементы в изверженных породах и минералах. Изд. иностр. лит., М., 1952.
Дзевановский Ю. К. К вопросу об образовании пластовых интрузий. ДАН СССР, т. XXX, № 8, 1941.
Доливо-Добровольский В. В. Исследование геометрических свойств кристаллов кианита из месторождений дер. Борисовки Качкарского района на Южном Урале. Тр. ВГРО НКТП СССР, вып. 235, 1932.
Дэли Р. А. Изверженные породы и глубины земли. ОНТИ, М., 1936.
Елисеев Н. А. Структурная петрология. Изд. ЛГУ, Л., 1953.
Елисеев Н. А. Метаморфизм. Изд. ЛГУ, Л., 1959.
Елисеев Э. Н., А. П. Денисов. Рентгенометрическое исследование пирротина. Вестн. ЛГУ, № 18, 1957.
Жемчужников Ю. А. Тип косой слоистости как критерий генезиса осадков. Зап. Лен. горн. инст., т. VII, вып. 1, 1926.
Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию осадочных горных пород. Госгеолтехиздат, М., 1932.
Иванов А. М. Щелочные граниты Западных Кейв. Сб. «Щелочные граниты Кольского п-ова». Изд. АН СССР, М.—Л., 1958.
Игумнов А. Н., К. Е. Кожевников. Уральские месторождения дистена (кианит). Тр. ВИМС, вып. 90, 1935.
Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, вып. 12, М., 1940.
Коржинский Д. С. Понятие о геохимической подвижности элементов. Зап. Всесоюзн. минерал. общ., ч. 71, № 3—4, 1942.
Коржинский Д. С. Соотношение между минералогическим составом и величиной химических потенциалов элементов. Зап. Всесоюзн. минерал. общ., ч. 73, № 1, 1944.
Коржинский Д. С. Метаморфическая зональность при околотрещинном метаморфизме и жилы. Зап. Всесоюзн. минерал. общ., ч. 75, № 4, 1946.
Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. Сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд. АН СССР, М., 1953.
Кратц К. О. О некоторых вопросах геологии протерозоя и строения Балтийского щита. Тр. Лаб. геологии докембрия, вып. 5, Изд. АН СССР, М.—Л., 1955.

Кратц К. О., К. А. Шуркин. Геология докембрия восточной части Балтийского щита. Сб. «Стратиграфия и корреляция докембрия». Докл. сов. геологов на Международн. конгрессе, XXI сессия, Изд. АН СССР, 1960.
Кропоткин П. Н. О происхождении складчатости. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., т. XXV (5), 1950.
Кропоткин П. Н. Строение складчатого фундамента Центрального Казахстана. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, вып. 108, Изд. АН СССР, М., 1950.
Кузнецов Ю. А. Енисейский кряж. Тр. Лаб. геологии докембрия, вып. 1, Изд. АН СССР, М.—Л., 1952.
Кумари Н. А. Генезис кейвских кианитов. Изв. АН СССР, № 5, 1937.
Куплетский Б. М., О. А. Воробьева. Геолого-петрографические наблюдения на центральном водоразделе Кольского п-ова летом 1928 г. Тр. Лен. общ. естествоиспыт., т. IX, вып. 4, 1930.
Куплетский Б. М. Петрография Кольского п-ова. Сб. «Петрография СССР», сер. 1, вып. 1, 1932.
Куплетский Б. М. Стратиграфия докембрия Кольского п-ова. Сб. «Стратиграфия СССР», т. I, Л., 1939.
Лаврова М. А. Четвертичная геология Кольского п-ова. Изд. АН СССР, М.—Л., 1960.
Лукин Д. И., И. П. Кушнарев. О термине «кливаж». Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1952.
Ляхович В. В. О контактовых явлениях, связанных с сибирскими траппами. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, вып. 159, М., 1955.
Малышев И. И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. Госгеолтехиздат, М., 1957.
Мирская Д. Д. О генезисе амфиболитов свиты кейв. Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, № 3, Петрозаводск, 1959.
Мирская Д. Д. Метабазиты (амфиболиты) свиты кейв и связанные с ними контактовые изменения вмещающих пород. Сб. «Вопросы геологии и минералогии Кольского п-ова», вып. 2, Изд. АН СССР, М.—Л., 1960.
Морозов А. И. Сравнительная петрографическая характеристика щелочных гранитов Кольского п-ова. Сб. «Щелочные граниты Кольского п-ова». Изд. АН СССР, М.—Л., 1958.
Наливкин Д. В. Учение о фациях, т. I, II. Изд. АН СССР, М.—Л., 1956.
Неелов А. Н. Нижнепротерозойские конгломераты среднего течения р. Мамы. Тр. Лаб. геологии докембрия, вып. 9, Изд. АН СССР, М.—Л., 1960.
Николаев В. А. О петрогенетическом значении процессов при неравном давлении на фазы природных систем. Материалы II Всесоюзного петрографического совещания. Изд. АН УзССР, Ташкент, 1958.
Носиков В. В. Месторождения кианитов карело-кольского региона как новая сырьевая база огнеупорной промышленности. Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-запада РСФСР, вып. 2, Гостоптехиздат, М.—Л., 1960.
Обручев С. В. Солифлюкционные (нагорные) террасы и их генезис на основании работ в Чукотском крае. Сб. «Проблемы Арктики», № 3—4, Изд. Главсевморпуть, Л.—М., 1937.
Овечкин Н. К. Некоторые дискуссионные вопросы стратиграфической классификации. «Сов. геология», № 55, 1957.
Полканов А. А. Геологический очерк Кольского п-ова. Тр. Аркт. инст., т. 53, «Геология». Изд. Главсевморпуть, Л., 1936.
Полканов А. А., Э. К. Герлинг. Применение K—Ar- и Rb—Sr-методов для определения возраста пород докембрия Балтийского щита. Тр. Лаб. геологии докембрия, вып. 9, Изд. АН СССР, М.—Л., 1960.
Приятkина Л. А. Стратиграфическое положение поросозерской метаморфической толщи (Кольский п-ов). Геология и петрография докембрия. Тр. Лаб. геологии докембрия, вып. 11, Изд. АН СССР, М.—Л., 1960.
Пэк А. В. Трещинная тектоника и структурный анализ. Изд. АН СССР, М.—Л., 1939.
Рухин Л. Б. Основы литологии. Гостоптехиздат, М.—Л., 1953.
Рухин Л. Б. Изменение рельефа земли как одна из основных причин смены крупных групп организмов. Уч. зап. ЛГУ, сер. геол., вып. 9, № 225, 1957.
Семененко Н. П. Структура рудных полей Криворожских железорудных месторождений, т. I. Изд. АН СССР, М., 1946.
Семененко Н. П. Геология и петрография Мамской кристаллической полосы. Изд. АН УССР, Киев, 1948.
Семененко Н. П. Про джерела метаморфізму. Геол. журнал АН УССР, № 4, 1950.
Семененко Н. П. Проблемы метаморфизма. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1953.
Семененко Н. П. Теория метаморфизма подвижных зон. МГК. Проблема 14. Гранито-гнейсы. Изд. АН УССР, Киев, 1960.

ердюченко Д. П. Хлориты, их химическая конституция. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, вып. 140, М., 1953.
идоренко А. В. Доледниковая кора выветривания Кольского п-ова. Изд. АН СССР, М.—Л., 1958.
идоренко А. В., О. И. Лунева. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. Изд. АН СССР, М.—Л., 1961.
ницин Н. М. О тектонике докембрия. Вестн. ЛГУ., сер. геол. и геогр., вып. 1, № 6, 1956.
мирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. Изд. АН СССР, М., 1954.
оболев В. С. Петрология траппов Сибирской платформы. Тр. Аркт. инст., т. 43, «Геология», Изд. Главсевморпуть, 1936.
оболев В. С. К проблеме метаморфизма. Геол. журн. АН УССР, № 1, 1951.
оболев В. С. Роль высоких давлений при метаморфизме. МГК. Проблема 14. «Гранито-гнейсы». Изд. АН УССР, Киев, 1960.
околов П. В. Геология плато Кейв и свиты кейвских кристаллических сланцев. Тр. Лен. геол. упр., «Большие Кейвы», № 5, Гостоптехиздат, М.—Л., 1940.
орский А. А. Механизм образования мелких структурных форм в метаморфических толщах архея. Изд. АН СССР, М.—Л., 1952.
тратиграфическая классификация и терминология. Госгеолтехиздат, М., 1956.
тратиграфический словарь СССР. Гос. научно-техн. изд. лит. по геологии и охране недр, М., 1956.
туслова С. Н. Полиметаморфизм кристаллических сланцев Западных Кейв. Вестн. ЛГУ, сер. геол. и геогр., вып. 2, № 12, 1957.
туслова С. Н. Хлоритоид из кристаллических сланцев Западных Кейв. Материалы по минералогии Кольского п-ова, вып. 1. Изд. Кольского филиала АН СССР, Кировск, 1959.
туслова С. Н. Контактово-метасоматические изменения кристаллических сланцев под воздействием щелочных гранитов в районе Западных Кейв. Сб. «Вопросы геологии и минералогии Кольского п-ова», вып. 2, Изд. АН СССР, М.—Л., 1960.
ебеньков В. П. К вопросу о метаморфизме углей низовьев р. Нижн. Тунгуски. Сб. «Проблемы Арктики», № 5—6, Изд. Главсевморпуть, Л.—М., 1938.
ернер Ф. Дж. Эволюция метаморфических пород. Изд. иностр. лит., М.—Л., 1951.
окарев В. А. О конгломератах свиты колмозеро-воронья. Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, вып. 5. Петрозаводск, 1958.
русова И. Ф. Гранитизация и метаморфизм докембрийских образований Центрального Казахстана. МГК. Проблема 14. Гранито-гнейсы, Изд. АН УССР, Киев, 1960.
юшов Н. В. Кианитовые месторождения кейвской свиты сланцев. Тр. Лен. геол. упр., «Большие Кейвы», № 5, Гостоптехиздат, М.—Л., 1940.
ерберн Х. В. Структурная петрология деформированных пород. Изд. иностр. лит., М.—Л., 1949.
ерсман А. Е. Цвета минералов. Изд. АН СССР, М.—Л., 1936.
ролова Н. В. О методике изучения и стратиграфического расчленения архейских образований. Сб. «Вопросы геологии Азии», т. II, Изд. АН СССР, М., 1955.
Харитонов Л. Я. О мусковитовых месторождениях центрального водораздела Кольского п-ова. Изв. Лен. геол. треста, № 2 (11), 1936.
Харитонов Л. Я. Кианитоносные породы Кейв и их характеристика. Тр. Лен. геол. упр. «Большие Кейвы», № 5, Гостоптехиздат, М.—Л., 1940.
Харитонов Л. Я. Опыт тектонического районирования восточной части Балтийского щита. Уч. зап. ЛГУ, сер. геол., вып. 9, № 225, 1957.
Харитонов Л. Я. О явлениях щелочного метасоматоза в парагнейсах восточной части центрального водораздела Кольского п-ова (гряда Кейв). Уч. зап. ЛГУ, сер. геол., вып. 11. «Геохимия», 1960.
Харкер А. Метаморфизм. ОНТИ—НКТП, М., 1937.
Хиллс Е. Очерки структурной геологии. Изд. иностр. лит. М., 1954.
Швецов М. С. Петрография осадочных пород. Госгеолтехиздат, М., 1948.
Чумаков А. А. Петрология и металлогения щелочных гранитов Кольского п-ова. ДАН СССР, т. 54, № 1, 1947а.
Чумаков А. А. Петрология и металлогения щелочных гранитов Кольского п-ова. ДАН СССР, т. 57, № 1, 1947б.
Чумаков А. А. Контактово-метасоматические изменения биотитовых и биотитово-гранатовых гнейсов под влиянием интрузии щелочных гранитов. Уч. зап. Кишиневского гос. унив., геол. сб., т. VIII, 1955.
Чумаков А. А. О происхождении щелочных гранитов Кейв. Сб. «Щелочные граниты Кольского п-ова». Изд. АН СССР, М.—Л., 1958.
Эз В. В. Тектоника северо-западной части Центрального Каратау. «Советская геология», ч. 1, 1954.

A l d e r m a n A. R. The Genesis of Sillimanite and Kyanite Rocks by Alumina Metasomatism. Report of the Eighteenth session International geological congress. London, 1950.
B o r n A. Über zonare Gleiderung in höhern Bereich der Regionalmetamorphose. Geol. Rundsch., 21, 1930.
C l a r k S. P., E. C. P o b e r t s o n, F. B i r c h. Experimental Determination of Kyanite-Sillimanite-Equilibrium Relations at High Temperatures and Pressures. Am. Journ. Sci., vol. 255, 1957.
D a l y R. A. Reconnaissance of the Shuswap Lakes and vicinity south central British Columbia. Geol. Surv. Canad., Ann. Summ. Rept. (of the year 1911), 1912.
D i k e P. A. Kyanite Pseudomorphs after Andalusite from Delawar conanty, Pensylvania. Am. Journ. Sci., June 1951.
E s c o l a P. The mineral facies of rocks. Norsk. Geol. Tiddskr., 6, 1920.
E s c o l a P. On the principles metamorphic differentiation. Comm. geol. Finlande Bull., 97, 1932.
H i e t a n e n A. Kyanite, andalusite and sillimanite in the schist in Bochls Butte quadrangle, Idaho. Am. Min., vol. 41, № 1—2, 1956.
L e i t h A. Rock cleavage. U. S. Geol. Surv. Bull., 239, 1905.
R a m b e r g H. The origin of metamorphic and metasomatic rocks. 1952.
R e a d H. H. On quartz-kyanite rocks in Unst, Shetland Islands and their bearing on metamorphic differentiation. Mineral. Mag., XVIII, 1933.
S c h u l l i n g R. D. A geo-experimental phase diagram of Al_2SiO_5 Proc. Konikl nederl. Akad. Wet., 1959, b. 60, № 3.
V a n - H i s e C. R. Deformation of rocks. Pt. 3. Cleavage and fossility. Your. Geol., IV, 1896.
V a n - H i s e C. R. Metamorphism of rocks and rock cleavage. Bull. Geol. Sos. Am., 9, 1898.
V a n - H i s e C. R. A treatise on metamorphism. U. S. G. S., Mon. 47, 1904.
W i l l i s B., S. W i l l i s. Eruptivity and mauntain bulding. Bull. Geol. Sos. Am., val. 52, № 10, 1941.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

От редактора 3
Введение 4

Часть первая

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПОРОДЫ И МЕТАМОРФИЗМ СВИТЫ КЕЙВ

Глава 1. История геологического изучения Кейв 7
Глава 2. Рельеф и рыхлый покров Кейв 12
Глава 3. Геологические и возрастные соотношения пород района Кейв. Стратиграфическое положение и возраст свиты кейв 29
Глава 4. Кейвская серия 44
Глава 5. Тектоника свиты кейв 92
Глава 6. Петрографическое описание метаморфических пород кейвской серии 129
Глава 7. Метаморфизм пород свиты кейв 175

Часть вторая

КИАНИТОВЫЕ РУДЫ СВИТЫ КЕЙВ

Глава 8. Минералогия кианитовых руд 217
Глава 9. Типы кианитовых руд и закономерности их размещения . . 285

Заключение 313

Литература 316

Игорь Владимирович
Бельков

КИАНИТОВЫЕ СЛАНЦЫ СВИТЫ КЕЙВ

Утверждено к печати
Президиумом Кольского филиала
им. С. М. Кирова Академии наук СССР

Редактор Издательства *Н. И. Бусоргина*
Художник *М. И. Разулевич*
Технический редактор *М. Н. Кондратьева*
Корректоры *О. И. Иващенкова* и *Г. А. Мошкина*

Сдано в набор 21/IX 1962 г. Подписано к печати 26 II 1963 г. РИСО АН СССР № 185—50В. Формат бумаги 70×108$^1/_{16}$. Бум. л. 10$^1/_8$. Печ. л. 20$^1/_4$=27,74 усл. печ. л, + 2 вкл. Уч.-изд. л. 27,22+2 вкл. (0,3). Изд. № 1678. Тип. зак. № 837. М-24584. Тираж 800.
Цена 1 р. 78 к.

Ленинградское отделение Издательства Академии наук СССР
Ленинград, В-164, Менделеевская лин., д. 1

1-я Тип. Издательства Академии наук СССР
Ленинград, В-34, 9 линия, д. 12

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

В магазинах конторы «АКАДЕМКНИГА»

имеются в продаже книги:

Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. (Геология и пегматитоносность). Труды Лаборатории геологии докембрия. Выпуск 14. 1962. 306 стр. Цена 2 р. 2 к.

Бискэ Г. С. Озы Карелии. 1955. 30 стр. Цена 12 к.

Власов К. А. и др. Ловозерский щелочной массив. (Породы, пегматиты, минералогия, геохимия и генезис). 1959. 623 стр. Цена 3 р. 83 к.

Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова.

Выпуск 1. 1958. 192 стр. Цена 50 к.

Выпуск 2. 1960. 259 стр. Цена 1 р. 71 к.

Выпуск 3. 1960. 241 стр. Цена 1 р. 53 к.

Вопросы геологии Кольского полуострова. 1962. 148 стр. Цена 96 к.

Вопросы геологии, минералогии и петрографии хибинских тундр. 1961. 114 стр. Цена 64 к.

Галахов А. В. Рисчорриты Хибинского щелочного массива. 1959. 171 стр. Цена 89 к.

Дорфман М. Д. Минералогия пегматитов и зон выветривания в ийолит-уртитах горы Юкспор Хибинского щелочного массива. 1962. 168 стр. Цена 1 р. 20 к.

Калита А. П. Редкоземельные пегматиты Алакурти и Приладожья. 1961. 119 стр. Цена 50 к.

Кленова М. В. Геология Баренцева моря. 1960. 367 стр. Цена 2 р. 44 к.

Лаврова М. А. Четвертичная геология Кольского полуострова. 1960. 234 стр. Цена 1 р. 58 к.

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

В магазинах конторы «АКАДЕМКНИГА»

имеются в продаже книги

Магматические образования Кольского полуострова. 1962. 196 стр. Цена 1 р. 29 к.

Судовиков Н. Г. Тектоника, метаморфизм, магматизация и гранитизация пород ладожской формации. Труды Лаборатории геологии докембрия. Выпуск 4. 1954. 199 стр. Цена 1 р. 10 к.

Труды Лаборатории геологии докембрия. Выпуск 8. Сборник статей по геологии докембрия Алдана, Восточного Саяна и Северного Приладожья. 1959. 388 стр. Цена 2 р. 87 к.

Щелочные граниты Кольского полуострова. 1958. 374 стр. Цена 2 р. 38 к.

ВАШИ ЗАКАЗЫ НА КНИГИ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ ПО АДРЕСУ:

Москва, К-12, Б. Черкасский пер., 2/10,
Контора «Академкнига», отдел «Книга — почтой»
или в ближайший магазин «Академкнига».

Адреса магазинов «Академкнига»: *Москва, ул. Горького, 6* (магазин № 1); *1-й Академический проезд, 55/5* (магазин № 2); *Ленинград, Литейный проспект, 57; Свердловск, ул. Белинского, 71в; Киев, ул. Ленина, 42; Харьков, Горяиновский пер., 4/6; Алма-Ата, ул. Фурманова, 129; Ташкент, ул. Карла Маркса, 29; Баку, ул. Джапаридзе, 13.*

При получении заказа книги, как имеющиеся в наличии, так и печатающиеся, по поступлении в продажу, будут направлены в Ваш адрес наложенным платежом. Пересылка за счет заказчика.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ЗАКАЗЫ НА КНИГИ ПРИНИМАЮТСЯ ТАКЖЕ МЕСТНЫМИ МАГАЗИНАМИ КНИГОТОРГОВ И ПОТРЕБИТЕЛЬСКОЙ КООПЕРАЦИИ.