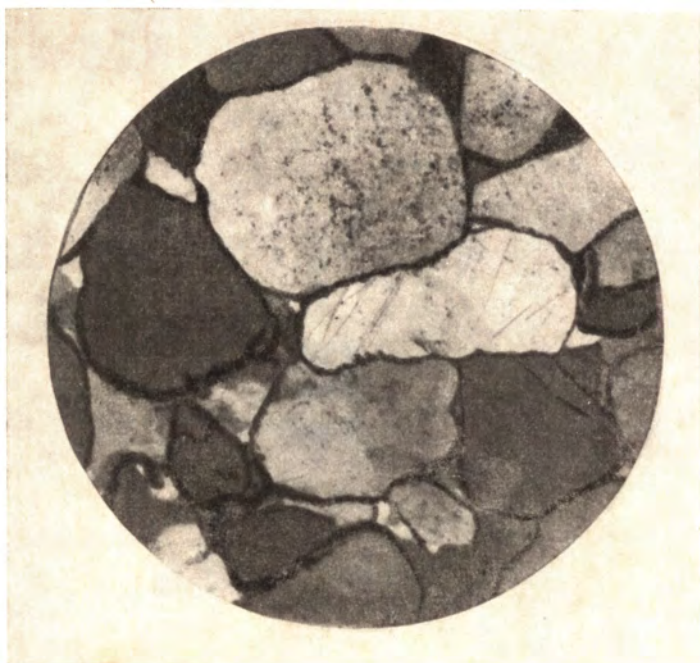


153

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р



И. М. СИМАНОВИЧ

**ЭПИГЕНЕЗ
И НАЧАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ
ШОКШИНСКИХ
КВАРЦИТО-ПЕСЧАНИКОВ**

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

GEOLOGICAL INSTITUTE

I. M. SIMANOVICH

EPIGENESIS
AND INITIAL METAMORPHISM
OF SHOKSHA
QUARTZITE SANDSTONES

Transactions, vol. 153

PUBLISHING HOUSE «NAUKA»

Moscow 1966

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

И. М. СИМАНОВИЧ

ЭПИГЕНЕЗ
И НАЧАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ
ШОКШИНСКИХ
КВАРЦИТО-ПЕСЧАНИКОВ

Труды, вып. 153

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1966

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Академик *А. В. ПЕЙВЕ* (главный редактор),
К. И. КУЗНЕЦОВА, В. В. МЕННЕР, П. П. ТИМОФЕЕВ

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

В. Д. ШУТОВ

EDITORIAL BOARD:

Akademician *A. V. PEIVE* (Chief Editor),
K. I. KUZNETZOVA, V. V. MENNER, P. P. TIMOFEEV

RESPONSIBLE EDITOR

B. D. SHUTOV

*Светлой памяти
моего учителя
АБРАМА ВУЛЬФОВИЧА
КОПЕЛИОВИЧА
посвящаю*

ВВЕДЕНИЕ

За последние годы достигнуты значительные успехи в изучении эпигенеза терригенных осадочных пород. Работами А. Г. Коссовской и В. Д. Шутова (1955₁, 1956, 1957; Коссовская и др., 1957; Шутов, 1960), А. В. Копелиовича (1958_{1, 2}, 1960, 1962) и некоторых других исследователей выявлены эпигенетическая зональность преобразованных осадочных толщ и этапность процессов эпигенеза. Было установлено, что глубоко погребенные осадочные терригенные образования геосинклинальных и платформенных областей изменены столь интенсивно, что скорее напоминают метаморфические породы, нежели осадочные. Естественно поэтому возникновение предположения о том, что глубинный эпигенез является стадией изменения, непосредственно предшествующей метаморфизму и что переход от эпигенеза к метаморфизму происходит постепенно, по мере увеличения температур и давления нагрузки. Таких представлений в настоящее время придерживаются многие исследователи (Страхов, 1957; Коссовская и др., 1957). А. Г. Коссовская и В. Д. Шутов выделили этап, переходный от эпигенеза к собственно метаморфизму, — метагенез. Однако механизм перехода эпигенетически измененных пород в метаморфические, кинетика происходящих при этом процессов, а также критерии для определения границы этих двух стадий их бытия остаются, по существу, невыясненными. В этой связи большой интерес представляют тематические исследования процессов эпигенеза и раннего метаморфизма древних терригенных толщ Русской платформы, которые проводились в Геологическом институте АН СССР под руководством А. В. Копелиовича.

Настоящая работа является частью тематических исследований. Объектом изучения постседиментационных преобразований послужили глубоко преобразованные песчаные породы шокшинской свиты, входящие в состав иотнийской серии и обнажающиеся в юго-восточных частях Балтийского шита в Прионежье. Выбор объекта обусловлен значительной древностью отложений, а также исключительной минералогической простотой шокшинских кварцито-песчаников, позволяющей сосредоточить внимание на преобразовании обломочного костяка породы, состоящего в основном из кварца. Степень преобразованности пород шокшинской свиты заметно варьирует в зависимости от структурного положения, что позволяет подойти к выявлению влияния различных факторов (статическая нагрузка, стресс, интрузивное тепло) на метаморфизм кварцито-песчаников.

Метаморфизм иотнийских пород, в частности шокшинских кварцито-песчаников, до настоящего времени не был предметом целеустремленного изучения. Он оценивался главным образом по таким признакам пород, как их крепкость и плотность. Существующие представления о его характере и причинах в известной мере умозрительны. Одни

исследователи полагают, что метаморфизм иотнийских пород связан с интрузией габбро-диабазов. Другие приходят к выводу о преобразовании песчаных пород иотния в кварцито-песчаники в результате динамометаморфизма, связанного со слабыми позднеиотнийскими складкообразовательными движениями (Тимченко, 1950). Кроме того, существует представление о неметаморфогенном происхождении сливных, чрезвычайно плотных шокшинских кварцито-песчаников. А. В. Хабаков и Л. П. Галдобина считают, что окварцевание шокшинских песчаных пород, связанное, по их мнению, с насыщавшими толщу песков вадозными водами, произошло уже в раннем диагенезе (Галдобина, 1958₂).

Проблема метаморфизма иотнийских пород тесно связана с вопросами стратиграфического положения и возраста иотнийской серии. Исследователи, считающие, что иотнийские породы подверглись региональному метаморфизму, склонны относить их к дорифейским отложениям. Так, Н. М. Шатский (1952) на основании того, что «...магматизм и метаморфизм платформенного иотния выше магматизма и метаморфизма геосинклинального рифея...», пришел к выводу о более древнем, по сравнению с рифеем, возрасте иотнийской серии. Признание же неметаморфогенного характера изменений песчаников иотния служило бы доводом в пользу их сопоставимости с рифейскими толщами Русской платформы.

Каменный материал для исследований по теме был собран автором во время рекогносцировочной поездки в Карелию в 1961 г., полевого сезона 1962 г. (совместно с А. В. Копелиовичем), а также кратковременного выезда туда же в 1963 г. Кроме того, был использован керн ряда скважин, вскрывших толщу шокшинских пород, предоставленный нам Карельской экспедицией СЗГУ.

В основу исследования постседиментационных преобразований пород шокшинской свиты положен метод стадийного анализа, состоящий в изучении последовательного преобразования структур пород и выяснении причинных и временных связей между формированием структур и аутигенным минералообразованием. Изучение пород производилось преимущественно в шлифах под микроскопом, с применением для решения ряда петрографических задач столика Е. С. Федорова и интеграционного столика Андина. В целях объективной документации широко использовалась микрофотосъемка. Приведенные в работе химические анализы выполнены в химической лаборатории Геологического института под руководством Э. С. Залманзон. При идентификации глинисто-сланцевых минералов, отмученных из пород, применялись рентгено-структурный (В. А. Дриц, В. А. Александрова), термический (Д. А. Виталь) и электрономикроскопический анализы, выполненные в Лаборатории минералогии осадочных пород института.

Основной объем настоящей работы составляют петрографические описания различных типов пород шокшинской свиты, проиллюстрированные микрофотографиями. Вводные разделы посвящены современному состоянию проблемы эпигенеза и метаморфизма песчаных пород, а также геологии района. В разделе «Стадии и этапы формирования...» проводится стадийный анализ шокшинских образований, позволяющий сделать ряд петрологических и геологических выводов.

Работа выполнена под руководством ныне покойного А. В. Копелиовича. Его консультации и непосредственное участие в исследовании оказали автору неоценимую помощь.

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ОБ ЭПИГЕНЕЗЕ И РАННЕМ МЕТАМОРФИЗМЕ ПЕСЧАНЫХ ПОРОД

Изучение процессов преобразования песчаных, существенно кварцевых пород для понимания процессов метаморфизма имеет большое значение. Сущность метаморфизма терригенных пород песчаной размерности состоит в основном в перераспределении и перекристаллизации кварцевого вещества. Именно поэтому большой интерес представляют взгляды различных исследователей на преобразование структур песчаных пород и перераспределение в них кремнекислоты.

До 1941 г. считалось, что превращение песка в сливной песчаник, сцементированный аутигенным кварцем, обусловлено лишь одной причиной — привнесом кремнекислоты в породу извне. Так, например, Крунин (Krunin, 1941) считал, что «...так называемый вторичный кварц почти одновременен с осадконакоплением и образовался на дне моря». Хедберг (Hedberg, 1926) противопоставлял глины пескам, считая, что в глинах основным процессом, вызывающим редукцию пор, является уплотнение, а в песчаниках — выполнение пор привнесенным цементом. Рассмотрению влияния давления на преобразования песчаных пород посвящена также статья Ази (Athy, 1930). Он считал, что давление может вызывать лишь незначительное преобразование песчаных пород (грануляция в точках контактов). Вторичные разрастания и цементация, по его мнению, могут быть независимыми от глубины погружения.

Многие советские исследователи также придерживаются представлений о раннедиагенетическом перераспределении кремнекислоты в породе (Абрамова, 1959; Чепиков и др., 1959; Галдобина, 1958₂). По-видимому, этот процесс справедлив для некоторых конкретных случаев. Однако в последние годы детальные петрографические исследования песчаных пород рядом американских и советских исследователей показали, что в подавляющем большинстве случаев перераспределение кремнекислоты, ведущее к цементации, происходит в самих породах за счет частичного растворения обломочных зерен и что основным фактором перераспределения является давление нагрузки вышележащих толщ. Впервые такие представления были высказаны Вальдсмитом (W. A. Waldschmidt, 1941). Он считает, что редукция пор в изучавшихся им песчаных породах произошла в результате растворения кремнекислоты под давлением в контактах зерен и переотложения растворенного вещества в соседних порах. Вальдсмит указывает, что интенсивность взаимного проникновения (interlocking) обломочных зерен показывает степень уплотнения, которому подвергались песчаники. Таким образом, в работе Вальдсмита впервые было заложено представление о структурах растворения под давлением.

Явление растворения осадочных пород, главным образом карбонатных, под давлением вышележащих толщ известно давно. Так, Стокдал объяснял формирование стилолитов в известняках растворением под

давлением нагрузки вышележащих толщ. В песчаных породах формирование стилолитов также связывалось с растворением под давлением (Stockdale, 1936; Price, 1934). Слосс и Ферей (Sloss, Feray, 1948) наблюдали взаимное проникновение (interpenetration) кварцевых зерен по стилолитоподобным поверхностям. Эти формы структур растворения они назвали «микростилолиты». Впоследствии к микростилолитам — наиболее ярко выраженным структурам растворения — было привлечено внимание исследователей и посвящено много работ.

Определяющее значение для развития представления о структурах растворения под давлением имеет работа Тэйлор (Taylor, 1950). Она выделила несколько типов контактов между обломочными зернами: 1) тангенциальный, 2) удлинённый (long), 3) выпукло-вогнутый (concavo-convex) и 4) сутурный, равнозначный микростилолитовому. На основании исследований разреза юрских и меловых полимиктовых песчаников района Вайоминг Тэйлор установила, что число контактов на зерно возрастает от 2,5 на глубине 2885 футов (879 м) до 5,2 на глубине 8343 фута (2543 м). Кроме того, наблюдается определенная зависимость в преобладании на различных глубинах того или иного типа контактов; на малых глубинах преобладают тангенциальные и удлинённые контакты, с увеличением мощности перекрывающих осадков возрастает роль выпукло-вогнутых, а затем сутурных.

Из ранних работ, посвященных вторичному преобразованию песчаных пород, следует отметить статью Джильберта (Gilbert, 1949). Он также считает, что дифференциальное растворение в точках контактов кварцевых и полевошпатовых зерен является источником их вторичного разрастания. Основными факторами, влияющими на развитие структур растворения под давлением, он считал: 1) общее давление, 2) глубину погружения, 3) формы отдельных зерен, 4) способ упаковки зерен, 5) анизотропию обломочных зерен по отношению друг к другу и относительно стресса, 6) парциальные молярные объемы, 7) поверхностное натяжение, 8) относительное давление в жидкой и твердой фазе, 9) состав поровой жидкости.

Большое значение для развития представлений о вторичных преобразованиях осадочных пород, особенно о формировании стилолитовых структур, имеют работы Хилда (Heald, 1950, 1955, 1956, 1959; Heald a. Anderegg, 1960). В одной из своих работ, посвященной развитию стилолитовых структур в песчаниках, он (Heald, 1955) показывает некоторые закономерности их формирования. По его мнению, стилолитовые швы могут развиваться не только вдоль напластования, но и вдоль косой слоистости и трещин в породах. Хилд связывает процессы стилолитобразования с давлением нагрузки, но считает, что формирование этих структур возможно уже на глубине нескольких тысяч футов. Образование стилолитовых структур не связано со складчатостью; число стилолитовых швов не увеличивается в интенсивно дислоцированных зонах.

Хилд показывает, что в некоторых районах с интенсивной складчатостью шипы стилолитовых структур перпендикулярны слоистости; стилолитизация развита одинаково в замках и крыльях складок. Этот исследователь различает два типа стилолитовых микроструктур: 1) протяженные стилолитовые швы, 2) сутуры между отдельными зернами. Он считает, что растворение под давлением в точках контактов зерен начинается раньше формирования вторичных минералов. Растворение же вдоль стилолитовых швов осуществляется после начала аутигенезиса, так как некоторые вторичные разрастания ими секутся.

Причиной формирования протяженных стилолитовых швов Хилд считает свободную циркуляцию грунтовых вод, причем для их развития очень важен состав воды. Например, интенсивное растворение под давлением наблюдается рядом с угольными пластами. Минералы обладают

различной способностью к растворению под давлением. Хилд выводит ряд понижения растворимости: 1) кальцит, 2) кварц, 3) полевые шпаты, 4) слюда и глинистые минералы, 5) коллофанит, сфен, турмалин, 6) циркон и пирит. Глинистый и карбонатный материал, скапливающийся вдоль стилолитовых швов, является, по мнению Хилда, нерастворимым остатком. Учитывая суммарное взаимное проникновение шипов, а также количество нерастворимого остатка, он считает, что сокращение мощности слоев при развитии стилолитовых структур растворения под давлением может достигать 15%. В противоположность Вальдсмитцу, связывающему вторичный кварц лишь с растворением отдельных зерен, Хилд считает, что во многих случаях этого растворения недостаточно, так как нередко протяженные стилолитовые швы сочетаются с небольшими структурными изменениями в породе. Дополнительным источником кремнекислоты, по его мнению, является растворение под давлением с развитием протяженных стилолитовых швов.

В более поздней работе Хилд (Heald, 1959) изменил свои представления о причинах формирования стилолитовых структур. Он показал, что в проницаемых и непроницаемых песчаниках стилолитовые структуры встречаются одинаково часто. Хилд приходит к заключению, что растворению под давлением способствует каталитическое воздействие глинистого вещества в отдельных слоечках, а не свободная циркуляция вод. А. Томсон (Thomson, 1959) делает вывод о прямой связи между степенью растворения под давлением и выделением калия из структуры иллита. Он считает, что при выносе калия из структуры иллита образуется сильная щелочь K_2CO_3 . Кремнекислота в виде силиката калия мигрирует в участки с низким pH, где формирует вторичные разрастания. Томсон ввел представление о зонах интенсивного растворения («pressolved zone») с развитием микростилолитовых структур. Наблюдаются самые постепенные переходы от этих зон к зонам с выпукло-вогнутыми (convex-concave) удлиненными (long) и тангенциальными контактами. Протяженные стилолитовые швы формируются позже развития структур растворения между отдельными зернами и сопряженной с ними цементации породы.

Многими исследователями было замечено, что каталитическое воздействие, способствующее развитию стилолитовых структур, оказывают не только глинистые, но и слюдяные, железистые и, наконец, органические прокладки. А. В. Копелиович (1958₂) объясняет интенсивное развитие микростилолитов разложением обломочных слюд, сопровождающимся повышением щелочности поровых растворов. Лербекмо и Платт (Lerbekmo, Platt, 1962) связывают интенсивное развитие микростилолитовых структур в песчаниках с железистым цементом с реакцией восстановления окислов железа до пирита, сопровождающейся повышением щелочности. Однако все эти объяснения кажутся во многих случаях недостаточными. Совершенно из других предпосылок, при объяснении каталитического влияния пленок-прокладок на развитие структур растворения под давлением, исходит Вейль (Weyl, 1959). Он считает, что перемещение минерального вещества происходит в пленочном растворе между зернами. Обычная пленка раствора имеет толщину 1—2 молекулярных слоя, т. е. 10^{-7} см. В случае же присутствия глинистой (и, по-видимому, любой другой) пленки-прокладки между зернами толщиной 0,01 мм количество молекулярных слоев жидкости возрастает в 500 раз; пропорционально растет и скорость диффузии. Поскольку интенсивное растворение обломочных зерен возможно лишь в условиях быстрого удаления растворенного вещества, проницаемые для диффузии пленки-прокладки любого состава способствуют развитию микростилолитовых структур.

Среди советских исследователей на формирование структур растворения под давлением и на их роль в процессах эпигенетического преобразования пород впервые обратил внимание А. В. Копелиович. На основа-

нии детальных исследований песчаных пород древних свит Приднестровья и других отложений платформенных и геосинклинальных областей он разработал и развил существовавшие представления в ряде своих работ (Копелиович, 1958^{1, 2}, 1960). Вместо формальной классификации типов контактов между обломочными зернами, которой пользуются американские исследователи, он выделил три типа структур: 1) конформные, или структуры взаимного приспособления, 2) инкорпорационные, или структуры внедрения одного зерна в другое и 3) микростилолитовые. По степени податливости к растворению под давлением А. В. Копелиович выделил ряды минералов и фрагментов пород. Свойство минералов и обломков пород сохранять свою обломочную форму неизменной при развитии структур растворения он назвал идиокластоморфизмом. Соответственно, минералы и обломки пород, легко поддающиеся растворению под давлением, ксенокластоморфны. А. В. Копелиович указывал на связь процессов стилолитобразования с серицитизацией пород, когда микростилолитовые шипы нередко (частично или полностью) замещаются серицитом.

Из работ последних лет, посвященных постседиментационному преобразованию структур песчаных пород, следует отметить статьи Горбачева (Gorbatschev, 1962; Gorbatschev, Kint, 1961). Он подчеркивает, что степень развития структур растворения под давлением сильно варьирует в зависимости от первичного состава песчаных пород, главным образом от содержания в них глинистого цемента. Он различает два этапа формирования структур растворения под давлением. Со структурами первого этапа связано образование аутигенного кварцевого цемента. При формировании сутурных контактов между зернами пленочки-прокладки глинистого состава играют роль катализатора. Микростилолитовые швы второго этапа, обычно секущие сцементированную аутигенным кварцем породу, Горбачев связывает с циркуляцией вдоль проницаемых слоев интерстиционных вод высокой основности, и, возможно, повышенной температуры.

Перераспределению кремнекислоты в процессе вторичного преобразования пород посвящено весьма ограниченное число теоретических и экспериментальных работ. Выше уже упоминалась статья Вейля (Weyl, 1959), в которой он на основании физико-химических расчетов пытался выяснить условия растворения и перераспределения кварцевого вещества. Сивер (Siever, 1957, 1962) показал экспериментально, что раздробленный и промытый кварц из песчаников St. Peter, подвергнутый давлению нагрузки при давлении жидкости 1 атм и температуре 95°, имеет растворимость 380—430 частей на миллион, т. е. такую же, как и гель кремнезема при той же температуре (420 частей на миллион). Ферберн (1954) получил эффект перераспределения кремнекислоты и образования вторичных разрастаний вокруг кварцевых зерен при воздействии одностороннего давления на кварцевые пески.

Аутигенное минералообразование в песчаных породах значительно полнее освещено в отечественной и зарубежной литературе. Необходимо отметить работы А. Е. Ферсмана (1922), Л. В. Пустовалова (1956^{1, 2}), Г. И. Теодоровича (1958), И. А. Преображенского (1941), Е. А. Абрамовой (1959), А. Г. Коссовской и В. Д. Шутова (1955^{1, 2}, 1956, 1957, 1963), А. В. Копелиовича (1958², 1962), А. В. Копелиовича и др., (1961), В. И. Копорулина (1961, 1962) и др. Из зарубежных работ особенно интересны статьи Хилда (Heald, 1950, 1956; Heald, Andregg, 1960), Джильберта (Gilbert, 1949) и Горбачева (Gorbatschev, 1962).

Наибольший интерес для нас представляют работы, в которых рассматриваются условия образования и формы выделения аутигенного кварца. Как показал Хилд (Heald, 1956), регенерационные каемки кварца обычно отделены от обломочных зерен не только пылевидными вклю-

чениями, но и мельчайшими пузырьками жидкости. Наиболее интенсивное разрастание зерен кварца происходит в направлении оси С.

Хилд и Андерегг (Heald, Anderegg, 1960) показали, что в ряде случаев регенерационный кварц замещает первичный глинистый цемент породы, причем такое замещение может быть или полным или частичным. В последнем случае аутигенный кварц включает в себя чешуйки глинисто-слюдистых минералов и возникает своеобразная сетчатая структура прорастания. Горбачев (Gorbatshev, 1962) отмечает, что в регенерационные кварцевые каемки нередко включены идиоморфные кристаллы кварца, что послужило поводом для выделения двух генераций аутигенного кварца. А. В. Копелиович (1958₂) показал, что разрастание регенерационных кварцевых каемок может быть прерывистым и отмечается ритмично повторяющимися цепочками включений жидких пузырьков (до 11). В условиях свободного роста регенерационные каемки приобретают кристаллический габитус.

Изучение вторичных преобразований осадочных горных пород в Советском Союзе привело к созданию нового направления в литологии — стадийного анализа (Рухин, 1956; Пустовалов, 1956; Страхов, 1957; Страхов, Логвиненко, 1959). Н. М. Страхов выделяет пять стадий преобразования осадочных горных пород: 1) седиментогенез, 2) диагенез, 3) эпигенез (катагенез), 4) ранний метаморфизм, 5) выветривание. Л. Б. Рухин различает также стадию регрессивного эпигенеза. Эти основополагающие идеи в применении к терригенным породам развиты в работах А. Г. Коссовской, В. Д. Шутова (1955, 1956, 1957; Коссовская и др. 1957), Н. В. Логвиненко (1951, 1956, 1957) и А. В. Копелиовича (1962).

А. Г. Коссовская и В. Д. Шутов в разрезе Западного Верхоянья установили зоны, различающиеся по ряду структурных и минеральных признаков: 1) зона глинистого цемента; 2) зона хлоритового и хлоритово-кварцевого цемента; 3) зона регенерационного цемента или кварцито-видных структур; 4) зона кварцево-роговикового и слюдистого цемента. Первые две зоны характеризуют различные этапы эпигенеза; третья и четвертая относятся к стадии начального метаморфизма. А. Г. Коссовская, Н. В. Логвиненко и В. Д. Шутов (1957) выдвинули концепцию о постепенном переходе осадочных образований в метаморфические: «Накопленный материал как советских петрографов, так и ряда зарубежных исследователей позволяет установить, что история существования осадочных пород, начиная со стадии диагенеза — превращения рыхлого осадка в породу, до полного изменения осадочной породы и превращения ее в метаморфическое образование, представляет непрерывный и направленный процесс, разделяющийся на ряд этапов и стадий, характеризующихся рядом специфических особенностей минерального состава, структурно-текстурных признаков и физико-механических свойств пород, определяющихся их качественными изменениями в процессе непрерывно возрастающих давлений и температур. Этапы эти следующие: 1) диагенез, 2) эпигенез, 3) метагенез, или начальный метаморфизм, 4) региональный метаморфизм» (стр. 294).

Несколько по-иному подходил А. В. Копелиович (1965) к установлению стадий и этапов преобразования осадочных пород. Основным его методом является выяснение последовательности образования аутигенных минералов, выделение их парагенезов и филопарагенезов, а также рассмотрение возрастных связей между преобразованием структур пород и эпигенетическим минералогенезом на основании детального микроскопического изучения пород. Для песчаных пород разреза доордовикских толщ Приднестровья, лишённого эпигенетической зональности, Копелиович выделил следующие стадии и этапы преобразования: 1) диагенез, 2) начальный эпигенез, 3) глубинный эпигенез (этап развития хлорита, цеолитов и альбитизации плагиоклаза и этап массового растворения и

регенерации кварца и полевых шпатов), 4) регрессивный эпигенез. Таким образом, Копелиович исходил из того, что минеральные и структурные преобразования отражают последовательность воздействия на породу различных процессов. Он считал, что в породах зафиксирована геологическая история данной территории, которая может быть прочитана при целенаправленном их изучении. Глубоко историчный метод Копелиовича взят нами за основу при изучении процессов постседиментационного преобразования шокшинских кварцито-песчаников.

Работы, посвященные переходу эпигенетически измененных песчаных пород в метаморфические, почти отсутствуют. Как уже указывалось, А. Г. Коссовская и В. Д. Шутов выделяют стадию метагенеза и соответствующую ей зону песчаников с «шиповидными» структурами и филлитоподобных сланцев (в разрезе Западного Верхоянья), соответствующую раннему метаморфизму в понимании Н. М. Страхова. Ведущими факторами перехода от эпигенетической стадии к метагенезу (в понимании А. Г. Коссовской и В. Д. Шутова) и далее к региональному метаморфизму, по мнению этих исследователей, являются высокие температуры (более 200°) и высокое давление (свыше 2500 атм), обязанные погружению пород на глубину более 6000 м при возрастающей роли стресса. Некоторые сведения о переходе эпигенетически измененных пород в метаморфические содержатся в работах ряда зарубежных геологов. А. Томсон (Thomson, 1959) отмечает, что глубоко преобразованные песчаники со структурами растворения и регенерационным цементом подвергаются слабому метаморфизму, по-видимому, в связи со складкообразовательными движениями. Это преобразование выражается в формировании своеобразных зон дробления в кварце («crushquartz»), ориентированных нормально к зонам интенсивного растворения. Горбачев (Gorbatschev, 1962) описал бластическое преобразование кварцевых зерен, которое он назвал рекристаллизацией. Сущность этого явления состоит в частичном «переходе» оптической ориентировки одного обломочного зерна кварца в другое. В конечном счете возникает агрегат кварцевых индивидов, границы которых совершенно не совпадают с контурами первичных обломочных зерен. Мурхауз (1963), при рассмотрении пород, относящихся к фации зеленых сланцев, указывает, что на этой стадии метаморфизма в обычных песчаниках возникают лишь структурные преобразования. Под действием ориентированного давления зерна кварца приобретают волнистое угасание, затем удлиненную форму и взаимопроникающие извилистые контакты. В некоторых зернах кварца появляются неясные пластинки, отделенные линиями включений, известные под названием полосок Бёма. По мнению Мурхауза, границей перехода от диагенеза (эпигенеза) к метаморфизму следует считать полную перекристаллизацию глинистых минералов в осадках.

Вопрос о переходе эпигенетически измененных терригенных пород в метаморфические весьма сложен. Существующие в настоящее время теоретические представления о ступенях и минералогических фациях метаморфизма плохо увязываются с нашими знаниями о процессах эпигенеза и раннего метаморфизма. Попытки применить теорию фаций к эпигенезу не могут считаться, с нашей точки зрения, удачными (Packham, Crook, 1960; Коссовская и Шутов, 1963). Причиной этих неудач, по-видимому, является наше слабое представление о кинетике процесса перехода от эпигенеза к метаморфизму, а также о чертах развития этих процессов. Только изучение конкретных, правильно выбранных объектов исследования может восполнить этот пробел в познании преобразования осадочных горных пород. Представляется, что исследование процессов постседиментационных изменений существенно кварцевых песчаных пород в различных структурных зонах может дать богатый материал для интерпретации соотношения процессов преобразования структур пород в эпигенезе и раннем метаморфизме.

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ВОЗРАСТ ИОТНИЙСКИХ ПОРОД

Под иотнийскими отложениями обычно понимают наиболее молодые докембрийские терригенные образования, тесно ассоциирующие с интрузиями гранитов-рапакиви и габбро-диабазов, выполняющие на территории Балтийского щита ряд разобщенных депрессий (Sederholm, 1897; Eckerthmann, 1937; Жинью, 1952). Такие отложения известны в Прионежье (Финляндия), в Нордингра (Швеция), в Далекарлии (Швеция) и ряде других мест. Иотнийские образования характеризуются слабой метаморфизованностью, а также почти повсеместной красноцветностью (the oldest red).

Отложения иотния обладают рядом характерных литологических признаков (косая слоистость, знаки ряби, трещины усыхания и т. д.), общих для всех площадей их развития, что послужило для некоторых исследователей основанием предполагать, что иотнийские песчаники некогда перекрывали большую часть Балтийского щита (Жинью, 1952). По мнению А. А. Полканова (1956), в иотнийское время существовал мелководный бассейн-шельф, занимавший южную часть Балтийского щита и распространявшийся на юг вплоть до Украинского щита. Иотнийские образования фаунистически не охарактеризованы и поэтому подобные выводы основаны лишь на литологическом сходстве этих разобщенных по площади отложений.

В составе иотнийской серии Седерхольм различал два подразделения: нижний и верхний иотний. Нижний иотний включает интрузии гранитов-рапакиви с эффузивами и основные эруптивы с эффузивами. Для верхнего иотния характерно развитие песчаных пород и конгломератов, прорванных интрузиями оливиновых и кварцевых диабазов (Eckerthmann, 1937). Позднее для обозначения нижнего иотния Седерхольм предложил термин «хогландий» (Sederholm, 1927).

Прионежье является одной из наиболее интересных областей развития иотнийской серии. Первичные отрывочные сведения относительно песчаных пород Прионежья содержатся в работах Г. Энгельмана (1838), К. И. Арсентьева (1830), А. А. Фуллона (1831), Н. Я. Озерецковского (1782) и др. Д. Ф. Мурчисон (Мурчисон и др. 1846) отнес красноцветные образования Прионежья к девону. Заметный метаморфизм иотнийских пород он связывал с воздействием интрузий «диоритов». Г. П. Гельмерсен (1860) не соглашался с мнением Мурчисона, указывая, что песчаники имеют одинаковый облик как непосредственно на контакте с интрузиями, так и на значительном удалении от них. Он установил согласное напластование песчаников на суйсарские вулканиты в районе озера Укш-озера. Это место впоследствии получило название «Гельмерсенов-

ский контакт». А. А. Иностранцев (1877), подобно Мурчисону, считал песчаные породы Прионежья метаморфизованными аналогами красноватых девонских песчаников.

Терригенные образования Прионежья были отнесены впервые к иотнию В. Рамсеем (Ramsay, 1902) на основании их сходства с иотнийскими песчаниками Бьёрнборга.

К началу XX века относятся также работы Валя (Wahl, 1908), обнаружившего в песчаниках Каменного бора диабазовые лапилли. Эта находка послужила Седерхольму (Sederholm, 1927) основанием для параллелизации каменноборских песчаных пород с суйсарскими вулканитами и отнесения тех и других к хогландию. Последующими исследованиями находки Валя не были подтверждены.

Для развития представлений о геологии и петрографии изучаемых отложений громадное значение имеют работы В. М. Тимофеева (1919, 1927, 1932, 1935). Относя кварцито-песчаники Прионежья к иотнию, он выделил в их составе две свиты: каменноборскую и шокшинскую. Великолепные по точности петрографические описания В. М. Тимофеева до сих пор не потеряли своего значения.

В противоположность Валу и Седерхольму, Л. П. Галдобина (1958_{1,2}, 1960), детально исследовавшая породы Прионежья, сделала вывод о том, что каменноборские песчаники более молодые по сравнению с суйсарскими вулканитами и вместе с шокшинскими кварцито-песчаниками относятся к собственно иотнию.

Законченные в 1960 г. геологические съемки в районе г. Петрозаводска и в районе села Ладва — дер. Педасельга внесли ряд существенных коррективов в представления о геологическом положении и строении иотния Прионежья. А. И. Кайряк (1960) установил, что суйсарские вулканиты перекрываются мощной (400—900 м) ритмичной флишовой толщей терригенных осадков, которые он выделил в самостоятельную свиту — бесовецкую. Породы, контактирующие с суйсарскими вулканитами в районе Укш-озера (Гельмерсеновский контакт), он отнес к низам бесовецкой свиты, отрицая тем самым их иотнийский возраст. Следовательно, в настоящее время отсутствуют прямые геологические данные о взаимоотношении иотнийских пород с нижележащими свитами, поскольку соотношение бесовецкой и петрозаводской свит не установлено (Кайряк, 1960). Ни одна из многочисленных скважин, пробуренных в Прионежье, не достигла основания иотнийских пород. Единственным указанием на более молодой, по отношению к среднему протерозою, возраст иотнийских пород служат угловатые обломки суйсарских вулканитов и шунгитовых сланцев в кварцито-песчаниках петрозаводской свиты.

Отношение иотнийской серии к более древним образованиям карельского возраста в настоящее время окончательно не выяснено. К. О. Кратц (1963) считает, что иотнийские терригенные образования выполняют разобнесенные тектонические депрессии, возникновение которых он связывает с постумными движениями карельской складчатости, и рассматривает породы иотния в качестве поздних моласс карелид. А. С. Новикова, основываясь на представлениях Валя, Седерхольма, Мармо и Гиляровой, а также исходя из структурно-тектонического анализа рассматриваемой территории, пришла к заключению, «...что Западно-Онежская впадина не является новообразованной структурой иотнийского времени, а каменноборские и шокшинские песчаники составляют наиболее молодые члены Онежской впадины» (Новикова, 1963, стр. 70). В отличие от К. О. Кратца (1963), считающего, что средний протерозой в восточной части Балтийского щита был заключительным этапом развития карельской геосинклинали, Е. В. Павловский (1962) пришел к выводу о становлении платформенного режима на Балтийском щите уже

в ятулийское время. Он считает, что в иотнийское время на всем Балтийском щите наступило полное господство платформенного режима.

Относительно возрастных соотношений иотнийской серии с рифеем платформенного чехла Русской платформы также существуют различные мнения. А. А. Полканов рассматривал иотнийские отложения как возрастные эквиваленты полесской, сердобской и нижебавлинской свит. относимых, как известно, к рифею (Полканов, 1956). Л. Я. Харитонов (1957) также относит иотнийскую серию к эокембрию, считая ее нижним членом осадочного чехла Русской платформы. Эти представления разделяются некоторыми исследователями древних толщ платформенного чехла (Брунс и др., 1960). Другая группа исследователей рассматривает иотний скорее как заключительный этап формирования кристаллического фундамента Русской платформы. Н. С. Шатский считал иотнийские отложения значительно более древними, по сравнению с рифеем, — «...между иотнием и рифеем существует огромный перерыв, промежуток времени которого по размаху равен всему неогенкуму» (Шатский, 1960). Многочисленные определения абсолютного возраста иотнийских пород свидетельствуют о том, что они являются более древними, по сравнению с рифеем Русской платформы. Определения по валовым пробам ряда образцов песчаников и сланцев (К/Аг метод) дали следующие результаты: песчаники Педасельги — 1770 млн. лет; песчаники острова Брусно — 1730 млн. лет; песчано-глинистые сланцы Гусь-озера — 1860 млн. лет (Полканов и Герлинг, 1961). Возраст диабазов, прорывающих иотнийские толщи, определяется в 1810 млн. лет, а возраст сиенитов, секущих, в свою очередь, диабазы, составляют 1500 млн. лет (Полканов, Герлинг, 1961). Наконец, по данным А. И. Тугаринова (Тугаринов и др., 1963), возраст шокшинских кварцито-песчаников составляет 1800—1900 млн. лет.

Таким образом, дорифейский возраст прионежского иотния не вызывает сомнения. В то же время соотношение иотния с карельскими образованиями не может считаться однозначно решенным. Выделяя иотний как наиболее молодое стратиграфическое подразделение докембрия Балтийского щита, многие исследователи (Жинъю, 1952; Кратц, 1963) подчеркивают его слабую метаморфизованность, противопоставляя тем самым иотнийские отложения метаморфизованным складчатым карельским образованиям. В настоящей работе будет показано, что слабый метаморфизм иотнийских пород принципиально ничем не отличается от преобразования отложений карельского возраста и поэтому не может служить доводом в пользу выделения их в самостоятельный структурный этаж.

Для окончательного решения вопроса о соотношении иотния со среднепротерозойскими отложениями необходимы новые геологические данные. В частности, наиболее интересные результаты могло бы дать глубинное бурение (до 1000 м и более) на территории развития иотнийских отложений.

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ И СТРАТИГРАФИЯ ПОРОД ШОКШИНСКОЙ СВИТЫ

По современным представлениям, иотнийские песчаники образуют плоскую синклинали, приближающуюся по пологому залеганию пород к синеклизе и заметно вытянутую в северо-западном направлении (рис. 1). Общее синклинальное строение структуры вырисовывается по углам падения. Породы северо-восточного крыла синклинали имеют преимущественно юго-западное падение с углами, обычно не превышающими 10—15°. Интенсивно расщепленные породы западного борта структуры (село Кашканы) характеризуются крутым восточным погружением

слоев (угол падения $65-70^\circ$). При движении на восток, на протяжении 3—5 км, углы постепенно выполаживаются до $20-25^\circ$. В осевой части синклинали отмечается горизонтальное залегание пород. Простая синклинальная структура прионежского иотния осложнена мелкими и пологими брахисинклинальными и брахиантиклинальными формами. Такого рода брахисинклиналь достоверно, по изменению простирания пород, фиксируется в районе г. Петрозаводска. Рядом исследователей отмечаются многочисленные разрывные нарушения. По данным К. О. Кратца

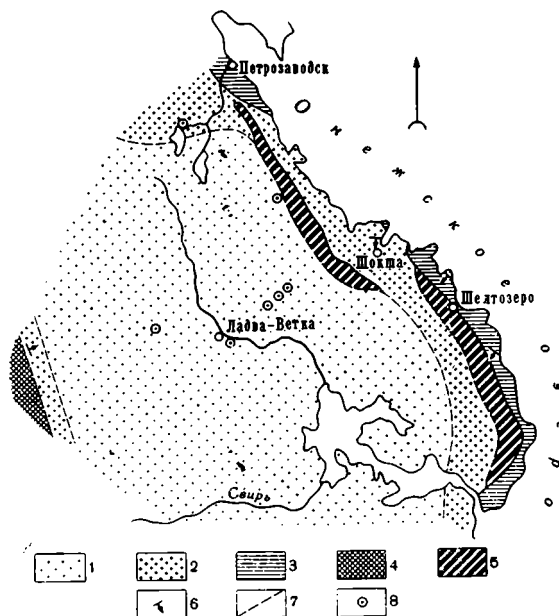


Рис. 1. Схематическая геологическая карта потнийских отложений. Составил И. М. Симанович по данным М. И. Морозова, А. И. Кайряка, В. А. Шкворова и др.

1 — верхняя подсвита шокшинской свиты, 2 — нижняя подсвита шокшинской свиты, 3 — петрозаводская свита, 4 — нижний протерозой (?), 5 — интрузия габбро-диабазов, 6 — элементы залегания пород, 7 — разрывные нарушения, 8 — скважины

(1960), северо-восточное крыло структуры разбито сбросами северо-западного простирания, по которым произошли смещение с амплитудой в десятки метров. На карте южной части Прионежского района Карельской АССР, составленной М. И. Морозовым и Н. Д. Сыромятиной (1960 г.), показаны многочисленные разломы северо-западного и северо-восточного простирания. Однако такое обилие разрывных нарушений, единственным основанием для идентификации которых была аэромагнитная съемка, кажется сомнительным.

Тектонические подвижки мелкого масштаба отмечаются в ряде карьеров, вскрывающих песчаные породы, и нередко сопровождаются зеркалами скольжения.

По западному берегу Онежского озера на протяжении более 100 км в виде высоких обрывистых краёв прослеживается цепь выходов габбро-диабазов. В некоторых местах (Роп-ручей, Гимрека, дер. Педасельга) обнажены их контакты с вмещающими кварцито-песчаниками. Габбро-диабазы всегда залегают согласно с полого падающими кварцито-песчаниками, что послужило основанием считать их пластовой интрузией. Мощность их достигает 100 м. К. О. Кратц отмечает в ряде мест (Ошинская и Гиморецкая щели) кварцитовый покров на габбро-диабазов.

За пределами полосы высоких кряжей по берегу Онежского озера габбро-диабазы в центральных частях структуры нигде не обнажаются и до сих пор не вскрыты буровыми скважинами. Однако К. О. Кратц считает, что контуры силла приблизительно соответствуют площади распространения иотнийских пород. Данные аэромагнитной съемки подтверждают представление о том, что габбро-диабазы в центральных частях структуры погребены под толщей иотнийских и более молодых отложений.

Остается неясным, как ведет себя тело габбро-диабазов по отношению к толще иотнийских пород, в частности, к контакту между петрозаводской и шокшинской свитами. В районе пос. Рыбрека, по мнению В. М. Тимофеева (1927) и нашим наблюдениям, габбро-диабазы контактируют с песчаниками, а также тонкозернистыми сланцеподобными породами петрозаводского типа. В районе дер. Педасельги на контакте с габбро-диабазами отмечаются типичные шокшинские кварциты и конгломераты, чередующиеся с аналогичными рыборецким сланцеподобными тонкозернистыми породами.

Очевидно, габбро-диабазовый силл, будучи в основном согласным с вмещающими породами, все же сечет их стратиграфические границы. Так, в районе дер. Педасельги габбро-диабазы контактируют с шокшинскими кварцито-песчаниками, а на Роп-ручейском месторождении — с породами петрозаводской свиты. При своем внедрении магма, по-видимому, выбирала наиболее ослабленные зоны, о чем свидетельствует постоянное наличие в контакте с интрузией прослоев первичного глинисто-слюдисто-алевритового состава, значительно менее прочных по сравнению с песчаниками¹. Не исключено, что в ряде случаев эти зоны совпадают с контактами между свитами.

По данным К. О. Кратца (1960), диабазовый комплекс включает габбро-диабазы, диабаз-пегматиты, аплиты и сиенитовые пегматиты, обязанные своим возникновением дифференциации одной диабазовой магмы. Резко преобладающим типом пород являются темно-серые или зелено-черные габбро-диабазы, в приконтактной части переходящие в афанитовый диабаз. Диабазовые пегматиты слагают наиболее высокие части диабазовых кряжей южнее села Шелтозеро, Ржаной горы и горы Железной (у дер. Педасельга). В диабазовом массиве горы Брелки К. О. Кратц отмечает вертикальные малоомощные (2—3 см) аплит-гранофировые жилы. Наконец, в Роп-ручейском карьере обнажены мощные (до 1 м) вертикальные, или почти вертикальные, жилы красных сиенитовых пегматитов. В районе карьера нам удалось проследить переход малоомощной аплитовой жилки во вмещающие кварцито-песчаники, а также обнаружить в экзоконтакте в кварцитах мелкие (3—5 см) обособления гранитного состава.

Механизм внедрения габбро-диабазов в толщу иотнийских пород К. О. Кратцем рисуется следующим образом. Интрузия происходила одновременно с образованием пологой синклинальной структуры. Радиальные расколы, по которым происходило опускание (Полканов, 1956), вероятно, служили подводящими каналами. Далее магма распространялась по плоскостям напластования, механически раздвигая слои пород.

Стратиграфия иотнийской серии в настоящее время разработана очень слабо. В основу ее положено двучленное деление иотнийской серии на петрозаводскую (каменноторскую) и верхнюю, шокшинскую свиты, предложенное В. М. Тимофеевым (1935). Нижняя свита сложена серыми, розовато-серыми, темно-серыми и почти черными песчаниками, реже алевритами и микалитами, содержащими полевые шпаты и обломки

¹ Как будет показано далее, на основании петрографических наблюдений удалось установить, что габбро-диабазы внедрились в глубоко эпигенетически измененные, полностью литифицированные породы.

эффузивных кремнистых пород. Верхняя, шокшинская, свита представлена практически мономинеральными красными, розовыми и малиновыми кварцито-песчаниками.

Л. П. Галдобина (1958^{1, 2}) на основании детальных литологических исследований произвела более дробное деление петрозаводской (каменноторской) и шокшинской свит на пачки. Ее стратиграфическая схема в настоящее время общепринята и взята за основу при проведении геологических съемок на территории южной Карелии, а также отражена в томе XXXVII Геологии СССР (1960).

Изучение геологического строения шокшинской свиты, венчающей разрез и занимающей большую часть поля развития иотнийских отложений, сопряжено со значительными трудностями. Кроме знаменитого Шокшинского карьера, породы свиты обнажаются в виде сравнительно небольших выходов (за исключением разреза р. Важенки) и лишь в недавнее время вскрыты рядом сравнительно неглубоких скважин, разрезы которых нередко плохо увязываются между собой. Большой же частью породы шокшинской свиты скрыты под покровом четвертичных отложений. Обобщение нового материала сильно затрудняется также слабой изученностью тектонического строения иотнийской структуры.

Разрез шокшинской свиты был подразделен Л. П. Галдобинной (1958², 1960) на следующие пять пачек (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Светло-розовые кварцито-песчаники со знаками ряби на плоскостях напластования	5
2. Глинисто-слюдистые сланцы ¹ , алевролиты и мелкозернистые песчаники	5
3. Красные кварцито-песчаники со знаками ряби на плоскостях напластования	14
4. Малиновые кварцито-песчаники с крупномасштабной косою слоистостью	17
5. Розовые кварцито-песчаники с мелкомасштабной косою слоистостью	40

Мощность всей шокшинской толщи, по мнению Л. П. Галдобинной, составляет 80 м.

За стратотип разреза шокшинской свиты Л. П. Галдобинной был принят Шокшинский карьер, где и произведено деление толщи пород на пачки. В последние годы породы шокшинской свиты вскрыты в центральных частях структуры рядом буровых скважин. Судя по изучению скважины села Ладва и дер. Кривое Колено, а также описаниям скважин, пробуренных в районе ст. Ладва, их разрезы совершенно не соответствуют по характеру чередования пород различных литологических типов разрезу Шокшинского карьера. Следует отметить, что даже самая глубокая из этих скважин не вскрыла разреза, подобного Шокшинскому карьеру, и не прошла толщу пород шокшинской свиты до конца. Логично поэтому предполагать, что породы, вскрытые в центральных частях структуры, соответствуют верхним частям шокшинской свиты, в то время как толща пород Шокшинского карьера, непосредственно контактирующая с петрозаводскими песчаниками, представляет нижнюю ее часть.

Наши представления о строении разреза шокшинской свиты основываются на изучении пяти скважин, пробуренных в центральных частях синклинали (село Ладва, ст. Ладва, дер. Кривое Колено), трех скважин — у северной границы распространения шокшинской свиты, Шокшинского карьера, а также ряда естественных обнажений, важнейшими из которых являются разрезы у села Кашканы и дер. Педасельги.

Разрезы центральных частей структуры и Шокшинского карьера существенно отличаются по своему литологическому строению. В сква-

¹ Исследования показали, что указанная разновидность пород представлена железистыми микалитами.

жинах, пробуренных в районе ст. Ладва, присутствуют многочисленные маломощные прослои тонкозернистого материала — микалитов, алевролитов, слюдистых алевролитов и глинистых пород. Они представлены преимущественно мелко- и среднезернистыми кварцито-песчаниками, иногда чередующимися с прослоями гравелитов и конгломератов. Следует отметить, что скважины в районе озера Лососиное, а также Шокшинский карьер расположены на крыльях синклинали; в разрезе Шокшинского карьера породы шокшинской свиты непосредственно налегают на песчаники петрозаводской свиты. Таким образом, различия в характере строения разреза, а также структурном положении разобранных двух групп разрезов позволили выделить в составе шокшинской свиты две подсвиты: нижнюю (Шокшинский карьер, скважины у озера Лососиное) и верхнюю (скважины в центральных частях структуры).

Полная мощность верхней подсвиты неизвестна, поскольку самая глубокая скважина (ст. Ладва) вскрыла 300-метровый разрез, не дойдя до ее основания. Не исключено, что значительные массы пород верхней подсвиты были эродированы еще в докембрийское время.

Верхней частью нижней подсвиты, по-видимому, является толща сланцеподобных пород и конгломератов, непосредственно подстилающая силл габбро-диабазов; полная мощность нижней подсвиты также неизвестна.

Большой интерес представляет пачка пород, содержащих в своем составе полевые шпаты, а также несвойственные для шокшинской свиты акцессорные минералы — гранат, эпидот, цоизит. Как будет показано дальше, присутствие в составе пород этого экзотического для шокшинской свиты материала обязано дополнительному источнику сноса, действовавшему в определенном интервале времени. Временный характер действия этого источника сноса однозначно доказывается тем, что выше и ниже пачки, содержащей полевой шпат, в разрезе одной из скважин (ст. Ладва) вскрыта мощная толща обычных, практически мономинеральных шокшинских кварцито-песчаников. Есть все основания предполагать одновременность накопления полевошпатсодержащей толщи в разрезах четырех скважин в районе село Ладва — ст. Ладва. Таким образом, в составе верхней подсвиты естественно выделяются три пачки. Первая представлена мономинеральными кварцито-песчаниками, пересланяющимися с микалитами и слюдистыми алевролитами; вторая сложена полевошпатсодержащими олигомиктовыми кварцито-песчаниками, пересланяющимися с микалитами и слюдистыми алевролитами; третья (верхняя) состоит так же, как и первая, из мономинеральных кварцито-песчаников, чередующихся с тонкими прослоями микалитов.

Особо следует остановиться на разрезе западного крыла Прионежской структуры (район села Кашканы), так как выделение этого разреза в составе шокшинской свиты дискуссионно. В. М. Тимофеев (1927) подчеркивал, что породы Кашканского разреза однотипны с обычными шокшинскими кварцито-песчаниками. Однако Л. П. Галдобина в своей диссертации без всякой мотивировки отнесла кашканские кварцито-песчаники к третьей пачке петрозаводской (каменноборской) свиты. В. А. Шкворов считает породы Кашканского разреза среднепротерозойскими только лишь на основании крутых углов падения слоев. Наши наблюдения полностью подтвердили точку зрения В. М. Тимофеева о том, что породы Кашканского разреза действительно представлены типичными мономинеральными шокшинскими кварцито-песчаниками. Тонкозернистые разности и микалиты в строении разреза практически отсутствуют, отмечаются единичные маломощные прослои конгломератов.

Сводный разрез
шокшинской свиты

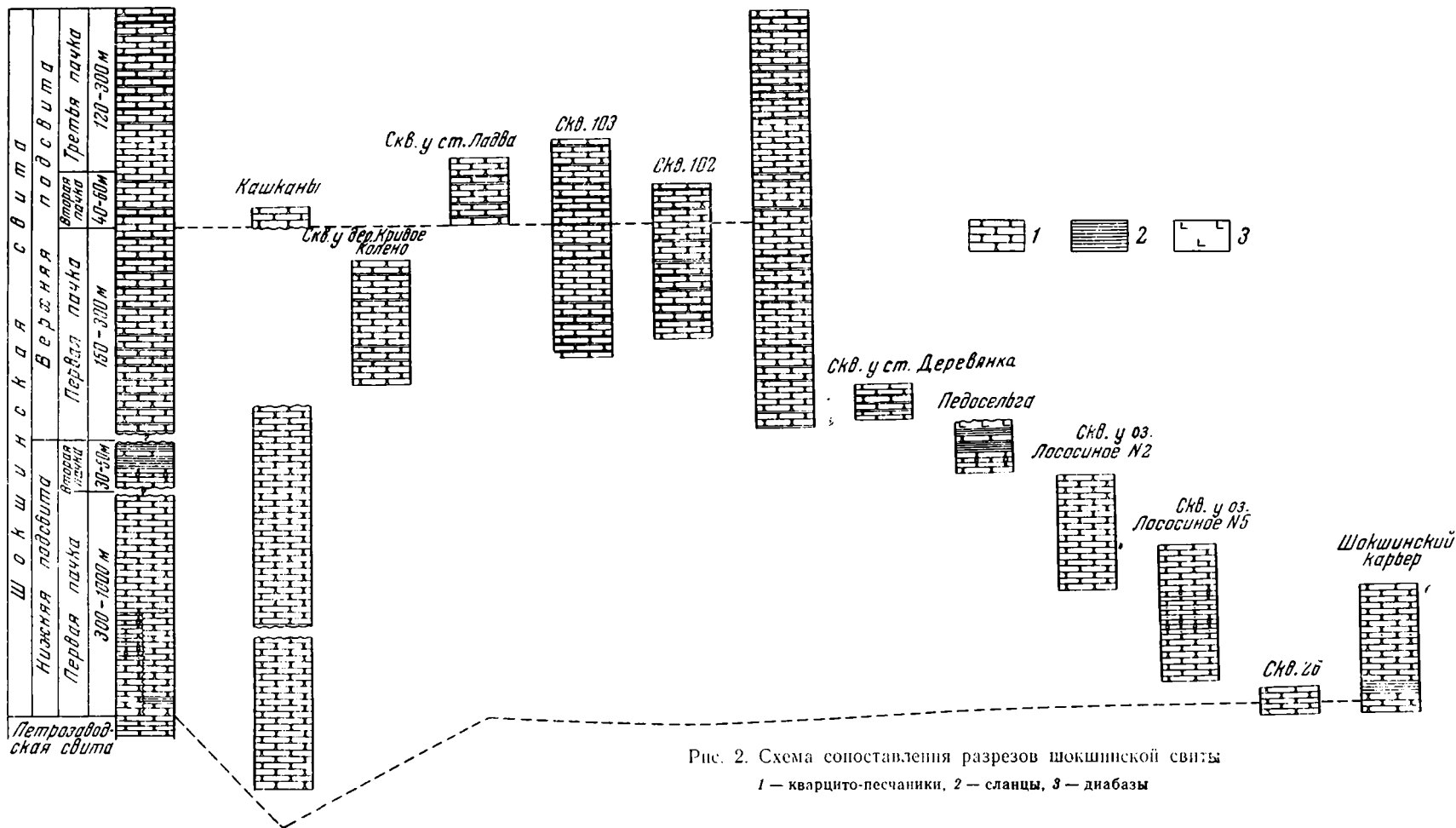


Рис. 2. Схема сопоставления разрезов шокшинской свиты

1 — кварцито-песчаники, 2 — сланцы, 3 — диабазы

Кашканский разрез по крайней мере в своей нижней части по литологическому строению сопоставим с отложениями нижней части **шокшинской свиты**. Однако в верхах разреза появляются содержащие полевой шпат кварцито-песчаники, аналогичные вскрытым скважинами в центральных частях структуры. Учитывая большую мощность слоев, вскрытых в районе села Кашканы, можно предположить, что этот разрез соответствует почти всей шокшинской свите.

На основании изучения разрезов нами принята следующая схема стратиграфического подразделения шокшинской свиты (снизу вверх):

1. Нижняя подсвита

	Мощность, м
1. Первая пачка. Мономинеральные мелко- и среднезернистые кварцито-песчаники, иногда с прослоями гравелитов и конгломератов	более 300
2. Вторая пачка. Слюдистые сланцы (первично-глинистые породы), пересланяющиеся с кварцито-песчаниками и конгломератами	вскрытая 30

II. Верхняя подсвита

1. Первая пачка. Мономинеральные мелко- и среднезернистые кварцито-песчаники, пересланяющиеся с тонкими прослоями микалитов	более 150
2. Вторая пачка. Полевошпатсодержащие кварцито-песчаники с тонкими прослоями слюдистых алевролитов и микалитов	40—60
3. Третья пачка. Мономинеральные кварцито-песчаники с тонкими прослоями микалитов	более 120

Анализ сводной колонки (рис. 2) показывает, что суммарная мощность шокшинской свиты, по-видимому, превышает 1000 м.

Предлагаемая схема стратиграфического подразделения шокшинской свиты, вероятно, далека от совершенства. Выработка истинных представлений о стратиграфии шокшинских отложений возможна лишь на основе глубинного бурения в центральных районах южной Карелии.

ТИПЫ И РАЗНОВИДНОСТИ ПРЕОБРАЗОВАННЫХ ПОРОД ШОКШИНСКОЙ СВИТЫ

Глубоко преобразованные породы шокшинской свиты обладают рядом черт, общих для всех частей разреза. Наиболее распространенная во всех стратиграфических подразделениях разновидность пород — мелко- и среднезернистые, хорошо отсортированные песчаные породы с регенерационным кварцевым цементом, обладающие высокой прочностью и сливным строением. Менее обычны разномзернистые и грубозернистые кварцито-песчаники, гравелиты и конгломераты, содержащие в своем составе в том или ином количестве серицитовый цемент. Наряду с массивными породами песчаной размерности, часть разреза сложена сланцеподобными породами — микалитами, слюдястыми алевролитами, слюдястыми сланцами, железисто-пиррофиллитовыми сланцами. В нижней подсвите сланцеподобные породы присутствуют в виде единичных пачек мощностью до 6—10 м; для верхней подсвиты характерно частое чередование массивных кварцито-песчаников с тонкими прослоями сланцеподобных пород.

Исследования показали, что характер постседиментационных преобразований наиболее существенно варьирует в зависимости от исходного состава пород. Поэтому типизация производилась по первичным литологическим признакам: гранулометрии, сортированности, наличию или отсутствию глинисто-сланцевой составляющей. Основные типы пород в той или иной степени повторяются в различных частях разреза; вместе с тем, тонкие отличия их состава, характер чередования в разрезе, глубина погружения, а также приуроченность к различным структурным зонам приводят к заметным вариациям эпигенетического и динамометаморфического преобразования пород, характеризующихся одним и тем же составом и близким размером зерен.

Выделенные стратиграфические подразделения существенно отличаются между собой по характеру чередования основных типов пород и частично по их составу. Поэтому описание типов и разновидностей пород дано раздельно, по пачкам¹.

ПОРОДЫ ПЕРВОЙ ПАЧКИ НИЖНЕЙ ПОДСВИТЫ

Первая пачка нижней подсвиты сложена преимущественно мелко- и среднезернистыми кварцито-песчаниками с отдельными прослоями гравелитов и конгломератов. Для этой части разреза характерно почти полное отсутствие сланцеподобных пород; они отмечаются лишь в районе Шокшинского карьера в виде довольно мощного (до 6 м, по данным Л. П. Галдобиной) прослоя.

¹ Ввиду отсутствия каменного материала изучение пород третьей пачки верхней подсвиты не проводилось.

Песчаные породы первой пачки характеризуются рядом текстурных признаков (косая слоистость, волноприбойные знаки), свидетельствующих о том, что осадконакопление происходило в условиях мелководного бассейна. Л. П. Галдобина (1958₂) считает, что по своему фациальному типу отложения, вскрываемые в Шокшинском карьере, являются дельтовыми.

В районе озера Лососиное на севере структуры породы первой пачки вскрыты скважиной. Кварцито-песчаники, слагающие разрез, отличаются более грубозернистым сложением, а также прослоями гравелитов и конгломератов, что, вероятно, свидетельствует о близости источников сноса к северной части структуры.

В западном крыле синклинали в районе села Кашканы породы первой пачки вскрыты р. Важенкой в двух местах — у водопада Мурнокаже и в ущелье Генсой-сельга. Слои пород, обнаженные у водопада, круто, под углом 65—75°, падают на северо-восток (азимут простирания 340°). Сплошным обнажением здесь вскрыта толща общей мощностью 250—300 м. Далее, вверх по р. Важенке, в 3,5—4 км выше водопада кварцито-песчаники вскрыты ущельем Генсой-сельга, пересекающим толщу пород вкрест простирания. Простирание слоев здесь сохраняется, но меняются углы падения. В начале ущелья они составляют 40—45°; по мере движения на восток через 1,5—2 км падение слоев вылаживается до 20—25°. Общая мощность толщи, вскрытой ущельем, огромна; с учетом падения слоев она, по всем данным, превышает 1 км.

Как видно из приведенного описания, породы рассматриваемой первой пачки нижней подбиты вскрываются и доступны наблюдению в различных частях и зонах ютнийской структуры: на северо-востоке (Шокшинский полуостров), севере (скв. у озера Лососиное) и западе (село Кашканы). В первых двух пунктах породы характеризуются поллогией углами падения и, соответственно, слабым проявлением динамометаморфического воздействия. Различия в гранулометрическом составе пород разрезов Шокшинского полуострова и скв. у озера Лососиное, соответствующих, по-видимому, разным литолого-фациальным зонам седиментационного бассейна, дают возможность путем сопоставления постседиментационных изменений пород вскрыть их зависимость от различий исходного вещественного и гранулометрического состава осадков.

В районе водопада Мурнокаже и ущелья Генсой-сельга (село Кашканы), где породы дислоцированы и падение их значительно, имели место существенные преобразования, связанные с проявлением динамометаморфизма. Стало быть, сравнивая породы кашканского разреза с разрезами Шокшинского карьера и скв. 5 (озеро Лососиное) представляется возможным элиминировать эпигенетические изменения и выявить преобразования, зависящие от наложения одних лишь динамометаморфических процессов.

Таким образом, описание постседиментационно преобразованных типов и разновидностей пород нижней пачки уместно привести по отдельным разрезам.

Разрез Шокшинского полуострова

Этот разрез хорошо изучен в литологическом отношении в основном благодаря детальным работам Л. П. Галдобин (1958_{1,2}). Красивые мажорные тона сливных кварцито-песчаников, представляющих облицовочный материал, обусловлены присутствием в заметном количестве окислов железа. С темно-малиновыми разновидностями чередуются розовые, выявляя слоистость пород, нередко косую. Среди пород, слагающих разрез карьера, выделяются следующие основные типы:

1. Мономинеральные мелко- и среднезернистые кварцито-песчаники с регенерационным кварцевым цементом.
2. Мономинеральные разноминеральные кварцито-песчаники и гравелиты с регенерационным кварцевым и серицитовым цементом.
3. Мономинеральные алевролиты с серицитовым цементом.
4. Железистые микалиты с линзочками и микропрослоями слюдистых алевролитов, алевролитов и песчаников.

Мономинеральные мелко- и среднезернистые кварцито-песчаники с регенерационным кварцевым цементом

Описываемая разность составляет большую часть разреза Шокинского карьера и является основным объектом добычи. Породы окрашены в красивые малиновые, красновато-малиновые и розовые тона, имеют мелко- и среднезернистое сливное сложение и необычайную крепость при почти полном отсутствии пористости. Излом породы неровный, зернистый, искристый. Обычно эти кварцито-песчаники массивны, но нередко обнаруживают слоистость, связанную с неравномерным содержанием окислов железа и вариацией гранулометрии.

Иногда наблюдается, что с поверхности или по трещинам отдельности породы обесцвечены и приобретают светло-розовую, почти

Таблица 1

Химический анализ пород Шокинской свиты

Компонент	Обр. 1004 (нормальная разность)	Обр. 1044 (обесцвеченная разность)	Компонент	Обр. 1004 (нормальная разность)	Обр. 1044 (обесцвеченная разность)
SiO ₂	96,36	96,30	MnO	0,02	0,09
TiO ₂	Нет	Нет	P ₂ O ₃	Нет	Нет
Al ₂ O ₃	1,78	1,80	Na ₂ O	0,14	0,12
Fe ₂ O ₃	0,90	0,45	K ₂ O	0,35	0,31
FeO	Нет	Нет	H ₂ O ⁺	Нет	Нет
CaO	0,43	0,46	H ₂ O ⁻	0,15	0,29
MgO	0,05	Нет	CO ₂	0,06	Нет
			C	0,04	»
Сумма			100,28 99,82		

белую окраску. Это явление отмечал для шокинских кварцито-песчаников В. М. Тимофеев (1927). Обесцвечивание связано с выносом окислов железа из кварцито-песчаников в зоне выветривания (табл. 1).

Шокинские кварцито-песчаники практически мономинеральны. Химическое изучение породы (Лаборатория ГИН, табл. 1) показало, что они более чем на 96% состоят из кремнекислоты. Незначительное содержание щелочей и Al₂O₃ связано с присутствием глинистых минералов и единичных, почти полностью заме-

щенных каолинитом и серицитом, зерен полевых шпатов. Окислы железа обуславливают красноватость породы. Микроскопическое изучение показало, что породы состоят преимущественно (на 95—98%) из обломочных зерен кварца, глинисто-слюдистые минералы составляют менее 1%.

Исходное содержание полевых шпатов, псевдоморфно замещенных кварцем, серицитом и каолинитом (табл. I, 4) крайне неравномерно. В одних образцах полевые шпаты отсутствуют, в других их содержание доходит до 1%. Кроме того, в породе присутствуют обломки кремнистых пород, кварцитов, микрокварцитов, а также единичные обломки глинистых алевролитов. Акцессорные минералы представлены лишь единичными зернами циркона, турмалина, магнетита и цоизита. Форма обломочных зерен окатанная и полуокатанная, реже присутствуют окатанно-угловатые зерна. Гранулометрическое изучение мелко- и среднезернистых разностей описываемых пород показало достаточно хорошую сортированность первичных осадков ($S_0=1,7—1,9$; $Md=0,14—0,27$ мм).

В породе присутствует несколько разновидностей зерен обломочного кварца. Большую часть составляют чистые водянопрозрачные зерна кварца, без волнистого угасания. Кроме того, отмечаются зерна с волнистым угасанием и с мозаичной структурой, а также зерна кварца, переполненные мельчайшими включениями окислов железа и серицита.

Во многих кварцевых зернах присутствуют включения тонкоиглового рутила, а также включения пузырьков жидкости вдоль залеченных трещинок.

Остальные обломочные зерна, составляющие 1—2% объема породы, представлены разнообразным комплексом кремнистых пород и кварцитов. Наиболее обычны зерна, сложенные очень мелкозернистым агрегатом кварца с размером отдельных индивидов менее 0,01 мм. В меньшем количестве присутствуют обломки скрытокристаллических кремнистых пород, часто переполненные мелкими включениями окислов железа. Эти обломки, а также редкие зерна микрокварцитов, по-видимому, являются продуктами раскристаллизации кремнистых образований типа яшм. В меньшем количестве присутствуют обломки кварцитов, резко отличных по своей структуре от вышеописанных пород кремнисто-кварцитового ряда и обязанных, по-видимому, своим происхождением разрушению метаморфических толщ.

В породе также присутствуют единичные сильно измененные листочки биотита размером 0,2—0,5 мм (в длину), зажатые между кварцевыми обломочными зернами.

Чрезвычайно характерной особенностью описываемых пород является наличие железистых «рубашек» вокруг почти всех без исключения обломочных зерен. Благодаря этому первичные контуры зерен выступают очень отчетливо (табл. I, 1). Железистые «рубашки» состоят из скопления мельчайших зернышек окислов железа, в проходящем свете красновато-буроватого цвета, дающих в отраженном свете красные рефлексы. Красная окраска пород обусловлена именно этими скоплениями окислов железа.

В одном из образцов было произведено изучение тонкоотмученного (<0,001 мм) вещества, слагающего железистые каемки. В этой породе полностью отсутствуют полевые шпаты и глинисто-слюдистые минералы. Результаты неполного химического анализа (%) следующие:

SiO ₂	—53,80
TiO ₂	— 0,61
Al ₂ O ₃	—12,66
Fe ₂ O ₃	— 9,44
С у м м а	—76,51

Как видно из анализа, в составе вещества каемок присутствуют и другие компоненты (по-видимому, K₂O, Na₂O, CaO, MgO и др.), составляющие в сумме 23,49%. Большая часть кремнекислоты, вероятно, представляет собой тонкораздробленные кварцевые зерна. Соотношение Fe₂O₃ и Al₂O₃ показывает, что железистые каемки содержат значительную примесь глинистого вещества (возможно, до 50%).

Распределение окислов железа в породах весьма неравномерно. Как правило, различие в окраске пород соответствует обогащению окислами железа прослоев мелко- и среднезернистого сложения, которые окрашены в густо-малиновый цвет, в то время как средне- и грубозернистые породы имеют светло-розовую окраску. Косая слоистость также подчеркивается неравномерным содержанием окислов железа. Однако в ряде случаев отмечается, что «косослоистые серии», обусловленные чередованием различно окрашенных «слоев», секут истинную слоистость пород, распознающуюся по чередованию прослоев с различной

гранулометрией. Нередко эти цветные полосы, напоминающие косую слоистость, круто загибаются вверх, иногда даже в обратную сторону. Происхождение этих цветных полос не связано с седиментогенезом; скорее всего, они имеют хемогенное происхождение и обусловлены перераспределением окислов железа в породах наподобие колец Лизеганга. Более детальное изучение характера распределения окислов железа в густоокрашенных малиновых прослоях подтверждает их коллоидную природу. Некоторые крупные обломочные зерна, располагающиеся частично внутри густоокрашенного слоя, частично же вне его, имеют заметную железистую «рубашку» лишь на стороне, обращенной внутрь слоя. Подобная картина никак не может быть объяснена привнесом окислов железа на поверхности обломочных зерен и свидетельствует, по-видимому, о самостоятельном поступлении их в бассейн в форме коллоидных взвесей.

Преобладающим типом структур растворения являются конформные структуры. Непосредственно соприкасающиеся между собой кварцевые зерна в результате растворения кремнекислоты в точках их контактов тесно пригнаны друг к другу по плавным, часто сложноизвилистым поверхностям. Регенерационный кварц выполняет поровые промежутки между обломочными кварцевыми зернами. Взаимное структурное положение конформных контактов между обломочными зернами и регенерационного кварца полностью исключает возможность регенерации кварца вне связи со структурами растворения; если бы цементация породы произошла за счет привнесенной извне кремнекислоты, то развитие структур растворения стало бы невозможным (табл. I, 1). Следовательно, регенерационный кварц возникает в результате переотложения освобожденной при растворении обломочных кварцевых зерен кремнекислоты. Подсчеты показывают (путем реконструкции вероятных обломочных контуров зерен, соприкасающихся по конформным поверхностям), что в раствор перешло 10—15% кварца, в то время как регенерационный кварц составляет 7—10% породы. Сближение кварцевых зерен в результате образования структур растворения в совокупности с заполнением регенерационным кварцем поровых пространств между зернами привело к образованию характерной кварцитовидной конформно-регенерационной структуры изучаемых пород. Последняя обусловила чрезвычайно сливной и плотный облик, а также высокую прочность шокшинских песчаников.

Регенерационный кварц отделяется от обломочных зерен каемочками, состоящими из окислов железа, оконтуривающих обломочные зерна, и мельчайших жидкостных пузырьков. Иногда от этих железистых каемок внутрь порового промежутка, выполненного аутигенным кварцем, развиваются прекрасно ограниченные аутигенные образования гематита, по-видимому, одновременные с регенерационным кварцем. Гематит образует игольчатые и таблитчатые кристаллики размером порядка 0,01 мм; таблитчатые формы часто имеют гексагональный или тригональный облик, что соответствует гексагональной сингонии гематита (табл. I, 3). Наблюдается слабый плеохроизм в красновато-бурых тонах. Двупреломление, по-видимому, очень низкое, интерференционная окраска не отмечается.

По отношению к обломкам кремнистых пород зерна кварца отчетливо идиокластоморфны. На контакте с зернами кремнистых пород кварц, по-видимому, не испытывает существенного растворения и глубоко инкорпорирует зерна кремнистых пород, т. е. последние подвергаются растворению. В некоторых участках обломки кремнистых пород в результате этого процесса как бы цементируют глубоко вдающиеся в них зерна кварца. Еще в более резкой форме, по отношению к зернам кварца, выражен ксенокластоморфизм обломков слюдисто-железистых алевролитов.

Микростилолитовые структуры по сравнению с конформными менее обычны. Иногда наблюдаются микростилолитовые контакты с шипами, глубоко заходящими в соседние зерна. Длина шипов доходит до 0,05—0,1 мм. Чаще же характерна несовершенная форма стилолитовых шипов и постепенные переходы от конформных структур к микростилолитовым (табл. I, 2).

В некоторых образцах наблюдается интенсивное развитие серий микростилолитовых поверхностей растворения, параллельных и субпараллельных напластованию породы. В сечении шлифа эти поверхности образуют сутурообразную линию (табл. I, 5). Обломочный кварц в зоне микростилолитовой поверхности испытывает чрезвычайно интенсивное растворение; между отдельными зернами и группами зерен образуются микростилолитовые контакты, вдоль которых нередко наблюдаются прокладки, состоящие из окислов железа и серицита.

Как уже отмечалось, в породе присутствуют единичные зерна, сложенные минералом типа каолинита¹, серицитом и окислами железа. Строение этих зерен таково: центральная их часть образована окислами железа и каолинитом, по периферии же они замещены серицитом (табл. I, 4). В некоторых зернах окислы железа отсутствуют. Соотношение серицита и каолинита также сильно варьирует. Внимательное изучение позволило обнаружить среди массы каолинита реликты полевошпатового состава (серые интерференционные тона и низкий рельеф). Следовательно, псевдоморфно замещенные зерна изначально были представлены полевыми шпатами. Об этом же свидетельствуют и очертания псевдоморфоз — большей частью окатанные, но иногда угловатые, с формами, соответствующими сколам полевых шпатов по спайности. Изредка серицит замещает зерна полевых шпатов не только по периферии, но и по системе параллельных линий, отвечающих, вероятно, спайности замещенного зерна. Окислы железа, по-видимому, являются остаточными продуктами замещения железистых полевошпатовых зерен. Каолинизация полевых шпатов связана с их выветриванием в материнских породах, служивших источниками сноса. Это доказывается тем, что в непосредственно подстилающих шокшинские кварцито-песчаники породах каменноборской свиты полевые шпаты совершенно не каолинизированы, но частично замещены кварцем и серицитом. Окварцевание и серицитизация полевых шпатов связаны с позднеэпигенетическими процессами. Зерна полевых шпатов частично замещены регенерационным кварцем. Серицит корродирует регенерационный кварц, замещающий зерна полевых шпатов, что свидетельствует о более позднем протекании процесса серицитизации.

С эпигенетическим преобразованием полевых шпатов, вероятно, связано формирование мельчайших (0,001—0,005 мм) кристалликов аутигенного цоизита, развитых в массе каолинизированного и серицитизированного зерна полевого шпата. Для аутигенного цоизита характерны призматические формы, высокий показатель преломления, низкая аномальная интерференционная окраска и прямое угасание. Единичные листочки биотита, присутствующие в породах, существенно изменены. Они несколько раздуты и расщеплены в результате гидратации; кроме того, биотит мусковитизирован и ожелезнен. Окислы железа, освободившиеся при мусковитизации биотита, выделяются по трещинкам спайности, иногда же целиком обволакивают разложенные листочки биотита.

Отмечаются несколько необычные структуры, возникающие между обломочными зернами, сильно напоминающие микростилолитовые кон-

¹ Этот минерал точно идентифицировать не удалось. Для краткости в дальнейшем изложении будет применяться термин «каолинит».

такты с очень тонким строением и «шипами», замещенными серицитом (табл. II, 1, 2). Листочки серицита ориентированы строго параллельно между собой. Нередко серицитовые листочки ориентированы под углом к контактирующим зернам. В целом структура представляет собой как бы каемку, принадлежащую сразу обоим контактирующим зернам, шириной в сотые доли миллиметра. Иногда подобные структуры возникают по контуру, отделяющему обломочное зерно кварца от его же регенерационной каймы (табл. II, 3).

Описываемые структуры возникают в литифицированной, глубоко, эпигенетически измененной породе в результате смещения обломочных зерен друг относительно друга и относительно выделений аутигенного кварца и названы нами структурами дифференциального скольжения (Копелиович, Симанович, 1963).

Эти структуры обнаруживают пространственную и генетическую связь с широко развитыми в толще шокшинских кварцито-песчаников зеркалами скольжения. С приближением к ним увеличивается частота проявления и возрастает интенсивность развития структур дифференциального скольжения, а их пространственная ориентировка совпадает с направлением борозд и штрихов, испещряющих зеркала скольжения.

Морфология возникающих структур, вследствие их анизотропии, устанавливается лишь при изучении шлифов, различно ориентированных по отношению к штриховке и бороздам скольжения. Наиболее отчетливо эти структуры проявляются в сечениях, параллельных поверхностям скольжения и нормальных к ним, совпадающих с направлением борозд.

В сечениях, параллельных поверхностям скольжения, наблюдаются многочисленные тонкие вытянутые листочки серицита длиной 0,2—0,3 мм при ширине 0,001—0,01 мм, строго ориентированные в том же направлении, что и борозды на поверхностях скольжения (табл. III, 1). Создается впечатление, что листочки серицита глубоко шиповидно вдаются в обломочные зерна и их регенерационные каемки, как бы разделяя их периферические части на отдельные пластины. Исследования показали, что подобная картина возникает в результате произвольного среза микроборозд скольжения плоскостью шлифа; осланцованное кварцево-серицитовое вещество может наблюдаться лишь в интерстициях между зернами. На поверхностях зерен, параллельных плоскости шлифа, микроборозды, естественно, срезаны. Для правильного понимания возникающей картины следует учесть, что шлиф имеет толщину 0,03 мм; именно поэтому наблюдается кажущееся глубокое проникновение листочков серицита в зерна кварца. На самом же деле, по-видимому, микроборозды на поверхностях зерен, в которых расположены листочки серицита, очень неглубоки (вряд ли превышают 0,01 мм). В сечениях, нормальных к поверхностям скольжения и параллельных направлению борозд и штрихов, рассматриваемые структуры приобретают несколько иной облик (табл. III, 2). Здесь обломочные зерна разделены многочисленными листочками серицита, ориентированными более или менее параллельно. Явления утыкания листочков серицита в зерно и «шиповидного встания» наблюдаются значительно реже, чем в сечении, параллельном плоскости шлифа. Расположение листочков серицита свидетельствует о том, что слюдистые минералы играли роль своеобразной «смазки», по которой происходило дифференциальное скольжение обломочных зерен. Явление скольжения обломочных зерен относительно друг друга осложнено их рассланцеванием и развальцеванием. Обломочные зерна нередко удлинены вдоль направления скольжения, их границы приобретают ступенчатый характер (табл. II, 4). Таким образом, формирование структур дифференциального скольжения между обломочными зернами сопровождается существенной дефор-

мацией кристаллических решеток некоторых зерен кварца. Более хрупкие зерна, например турмалин, испытывают своеобразный «микробудинаж» и растаскиваются вдоль направления скольжения (табл. II, 6).

Менее четко облик этих структур выражен в сечениях, нормальных к бороздам скольжения, поскольку здесь обнаруживается поперечный срез длинных, но узких и тонких чешуек серицита. Скопления их локализируются вдоль контактных поверхностей зерен, причем сечение пластинки, поперечное к ее удлинению, ориентируется в разных направлениях по отношению к поверхностям зерен (табл. III, 3). Непосредственно в участках интенсивного развития зеркал скольжения обломочные зерна раздроблены и порода обнаруживает бластомилонитовую структуру (табл. II, 5).

Однако в описываемых кварцито-песчаниках структуры дифференциального скольжения отмечаются не только близ макроскопически выраженных зеркал скольжения, но и на значительном удалении от них. Практически почти во всех образцах кварцито-песчаников отмечаются более или менее отчетливо выраженные структуры дифференциального скольжения, отличающиеся значительно меньшей упорядоченностью; листочки серицита ориентированы, на первый взгляд, бессистемно, и только статистические замеры позволяют обнаружить некоторые преобладающие направления дифференциального скольжения обломочных зерен. Очень часто отмечается скольжение обломочных зерен относительно своей регенерационной каемки. Морфология наблюдаемых структур обусловлена возникновением микроборозд скольжения на взаимно перемещающихся зернах; эти борозды обычно выполнены серицитом, в виде удлиненных листочков (0,02—0,1 мм). Поскольку шлиф имеет толщину 0,03 мм (соизмеримую с длиной листочков серицита), в любом случае наблюдаются параллельные между собой листочки серицита, ориентированные или нормально, или под углом к поверхности зерен. Лишь в сечении, нормальном взаимному перемещению зерен, эти листочки имеют вид мелкочешуйчатого серицита и обычно не распознаются как структуры дифференциального скольжения. Однако при наклоне препарата относительно оси микроскопа на столике Федорова обнаруживается обычное характерное строение этих структур с субпараллельным расположением листочков серицита.

Материалом для возникновения удлиненных листочков серицита, характерных для структур дифференциального скольжения, могли, по-видимому, служить любые слюдяные минералы. Известно, что при направленных деформациях в породах слоистые силикаты чрезвычайно легко ориентируются, благодаря скольжению по базальной плоскости (001) (Елисеев, 1953). В свою очередь, взаимное перемещение обломочных зерен сильно облегчается глинисто-слюдяной прокладкой между ними. В частности, столь обычное для шокшинских кварцито-песчаников скольжение обломочных зерен относительно своей регенерационной каймы обусловлено существованием вокруг них «рубашек» глинисто-железистого состава. Глинистые минералы легко ориентируются и образуют удлиненные листочки серицита; мельчайшие зернышки окислов железа растаскиваются по всей ширине контакта скольжения.

Другим проявлением динамометаморфизма, фиксируемым в породе, приуроченным исключительно к участкам интенсивного кливажа и развитию зеркал скольжения, является своеобразное «смятие» обломочных зерен кварца. Это «смятие» отчетливо наблюдается в поляризованном свете из-за возникновения чередующихся и перекрещивающихся зонков с разными углами угасания (табл. II, 8). Эта картина отдаленно напоминает структуру микроклиновой двойниковой решетки. Наблюдается переход зонков «смятия» с обломочных зерен в регенерационные каемки и соседние зерна. Развитие зонков с одновременным угасанием

можно объяснить переориентировкой оптической индикатрисы в отдельных участках зерна при деформации его кристаллической структуры.

«Смятие» кварцевых зерен сопровождалось также и прямым их механическим нарушением, фиксирующимся по реликтам залеченных кварцем микротрещин — цепочкам чрезвычайно мелких жидких включений, переходящих из одних зерен в другие. Структуры дифференциального скольжения обнаруживают с описанными структурами «смятия» самую тесную связь. «Смятие» кварцевых зерен, так же, как и структуры дифференциального скольжения, наиболее интенсивно развито близ зеркал скольжения. Лишь в одном из изученных образцов наблюдались мелкие спорадические выделения кальцита. Чаще всего кальцит замещает каолинизированные и серицитизированные зерна полевых шпатов, а также обломочный и аутигенный кварц. Наблюдалось замещение кальцитом участка микроструктуры скольжения, возникшего между обломочным зерном кварца и его регенерационной каймой.

Как уже указывалось, в толще пород четвертой пачки среди обычных кварцито-песчаников отмечаются своеобразные «шары», отличающиеся от вмещающих пород более светлой окраской и пористым строением. Изучение под микроскопом показало, что «шары» по своему составу и размерности слагающих зерен совершенно идентичны вмещающим породам. В них развиты конформные структуры растворения, а также структуры дифференциального скольжения. Отличаются «шары» от вмещающих пород лишь пористым строением, отсутствием регенерационного кварцевого цемента (табл. II, 7). Вероятно, поровые пространства были выполнены каким-то цементом диагенетического происхождения (возможно, кальцитом), впоследствии выщелоченным.

Разнозернистые мономинеральные кварцито-песчаники

Описываемые породы характеризуются малиновой, красновато-коричневой окраской, чрезвычайной прочностью и сливным обликом. Отличительной их чертой является резко неравнозернистое сложение, со значительной примесью крупных включений обломков кремнистых пород и микрокварцитов. Размер этих включений колеблется от 1 до 5 мм, но нередко достигает 5—10 см. Распределение грубозернистых компонентов в породе неравномерно, и, как правило, они приурочены к отдельным прослоям, слагающим косослонистые серии. Изредка в этих породах наблюдаются включения округлой формы изумрудно-зеленого фуксита размером 2—5 мм.

Как и рассмотренная выше разновидность, описываемые породы преимущественно сложены зернами кварца (95—98% обломочной части). Кроме того, в них присутствуют обломки микрокристаллических кремнистых пород, нередко раскристаллизованных до микрокварцитов. Некоторые зерна кремнистых пород содержат обильные включения окислов железа. Иногда в обломках кремнистых пород наблюдаются розетки шестоватых радиально-лучистых кристаллов с довольно высоким показателем преломления и низким двупреломлением. Отмечаются также обломочные зерна халцедона со сферолитовой структурой. В породах присутствуют редкие, сильно преобразованные листочки биотита и единичные зерна турмалина и циркона.

В некоторых образцах наблюдаются псевдоморфозы серицита, кварца и каолинового минерала по полевым шпатам (до 1—2% объема породы), в большей же части образцов подобные образования отсутствуют. В породах содержится значительное количество окислов железа, которые обволакивают тонкими железистыми «рубашками» большую часть обломочных зерен, а также участками образуют сплошной железистый цемент.

Степень неоднородности гранулометрического состава пород исключительно велика. Размеры обломочных зерен варьируют в пределах от 0,03 до 5—10 мм, а иногда до 5—10 см. Гранулометрические подсчеты, произведенные в шлифах, даже без учета зерен размером более 1 мм, показали, что сортированность пород весьма низкая ($S_0=1,67—2,45$ при медианном размере $Md=0,28—0,31$).

Форма обломочных зерен крупной фракции окатанная и полуокатанная, реже — окатанно-угловатая. Степень окатанности зерен мелкопесчаной и алевритовой фракций значительно ниже; в них присутствуют полуокатанные и окатанно-угловатые зерна, а иногда даже оскольчатые.

Среди кварцевых зерен как мелких, так и крупных фракций преобладают зерна без волнистого угасания, или же со слабо выраженным волнистым угасанием. Кварц обычно почти лишен включений, однако присутствуют зерна с цепочками газово-жидких пузырьков, образовавшихся на месте залеченных кварцем трещин. Лишь иногда наблюдаются кварцевые зерна, переполненные мельчайшими включениями серицита. Еще реже встречаются игольчатые включения рутила и единично — включения апатита и актинолита в кварце. Другую группу составляют кварцевые зерна с мозаично-бластическим строением, иногда характеризующиеся резко выраженной рассланцованностью. Некоторые мозаично-бластические зерна кварца переполнены мельчайшими включениями окислов железа и серицита.

Серицитовый цемент, составляющий от 2—3 до 10—15% объема породы, первоначально, вероятно, был представлен глинистыми минералами, хотя участками, несомненно, происходит за счет эпигенетически преобразованного обломочного биотита.

Характерное строение породы — разобщенность зерен крупной размерности в массе мелких алевритовых зерен — определяет специфический облик возникающих в эпигенезе структур растворения. Между крупными зернами изредка возникают структуры растворения конформного типа. Среди зерен алевритовой размерности конформные структуры растворения широко распространены. С крупными зернами алевритовые зерна образуют конформные структуры, а также нередко инкорпорируют их. Особенно интенсивно инкорпорируются алевритовыми зернами обломки кремнистых пород, которые нередко как бы цементируют кварцевые зерна (табл. III, 1).

Регенерация кварца интенсивно проявлена лишь в участках тесного соприкосновения нескольких зерен кварца крупной размерности. Зерна алевритовой размерности обычно не регенерированы.

В участках крупнозернистого строения наблюдается, что аутигенный кварц избирательно регенерирует обломочные зерна. Поровые пространства между ними обычно выполнены кварцем, совпадающим по оптической ориентировке лишь с одним из обломочных зерен. Отмечаются также случаи, когда поры выполнены аутигенным кварцем, не совпадающим по оптической ориентировке ни с одним из контактирующих обломочных кварцевых зерен. По-видимому, подобный аутигенный кварц является регенерационной каймой зерна, располагавшегося выше или ниже сечения шлифа.

Аутигенный кварц, выполняющий поровые пространства, нередко включает мелкие (0,01—0,05 мм) идиоморфные образования кварца, нарастающие на одно из обломочных зерен (табл. III, 5). Это явление, вероятно, связано с различной скоростью роста регенерационных каемок кварцевых зерен: быстрорастущие каемки включают в себя зачаточные идиоморфные образования аутигенного кварца. Очень распространено явление включения серицита, выполнявшего поровые пространства, в регенерационные каемки кварца, в результате чего образуются своеобразные «сетчатые» структуры.

Очень редко в отдельных тонких прослоях, обогащенных глинисто-железистой составляющей, наблюдаются зоны чрезвычайно интенсивного растворения кварцевого материала с возникновением фестончатых и микростилолитовых структур (табл. III, 6).

Обломочный биотит, присутствовавший в породе, мусковитизирован. Листочки биотита, зажатые между обломочными зернами, сильно деформированы соответственно формам этих зерен. Биотит в поровых пространствах гидратизируется, приобретая вермикулитообразные формы и частично переходит в мелкочешуйчатый серицит. В участках с

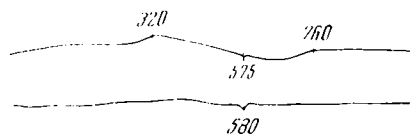


Рис. 3. Термокривые фракции $<0,001$ мм разнозернистых кварцито-песчаников Шокшинского карьера

обильным железистым цементом мусковитизированный биотит сильно загрязнен мелкими зернышками окислов железа.

Серицитовый цемент, частично выполняющий поровые пространства в породе, обычно сложен крупночешуйчатыми, нередко вермикулитовидными агрегатами, вероятно, сформировавшимися за счет обломочных слюд. Часть же пор выполнена тонкочешуйчатым серицитом, образовавшимся, по-видимому, в результате раскристаллизации первичного глинистого цемента.

Серицит изучался в отмученных фракциях 0,001 и $<0,01$ мм. Оптическое изучение в иммерсионных жидкостях показало, что $Ng' = 1,595 - 1,600$, $Np' = 1,585 - 1,590$. Термокривые тонких фракций (рис. 3) свиде-

детельствуют о значительной термической инертности исследовавшегося материала (слабый эндотермический эффект при $t = 580^\circ$ соответствует полиморфному преобразованию кварца, присутствующего в тонкой фракции в виде примеси).

На электронномикроскопических снимках видно, что фракция $<0,001$ мм состоит из полупрозрачных и непрозрачных пластинок с четкими контурами (табл. XXI, 1). В ряде случаев отмечается отчетливая кристал-

лическая огранка и даже улавливаются гексагональные очертания этих пластинок.

Серицитовая природа слюдястых минералов подтверждается данными неполного химического анализа (табл. 2).

Рентгеноструктурные исследования показали, что тонкая фракция состоит из диоктаэдрической гидрослюды мусковитового типа. Слабая линия 2,69 Å отвечает, по-видимому, некоторой примеси гематита (табл. 3).

Спектральный полуколичественный анализ тонких фракций показал, что в них содержится очень ограниченный набор малых элементов (%):

Be — Следы	Cu — 0,003	Pb — Следы
Co — 0,0001—0,0003	Ga — 0,0006	V — 0,0006
Cr — 0,0007	Ni — 0,0005	Zn — 0,001

Отмеченные выше изумрудно-зеленые пятна (шарики, бобовины), включенные в кварцито-песчаники, при изучении под микроскопом обнаруживают чрезвычайно интересное строение (табл. IV, 1). Как выяснилось, зеленые пятна представляют участки базальной цементации кварцевых зерен мелкочешуйчатым ярко-зеленым плеохроирующим слюдистым минералом с очень высокой интерференционной окраской — фукситом. Следует заметить, что вмещающая порода почти лишена глинисто-слюдистого цемента и содержание фуксита постепенно убывает от центра пятна к его периферии. Сцементированные им зерна кварца

Таблица 3

Межплоскостные расстояния и интенсивность отражения
фракции < 0,001 мм (обр. 1034)

Ориентированный природный				Прогретый при $t=600^\circ$ в течение двух часов			
Интенсивность	d, Å	Интенсивность	d, Å	Интенсивность	d, Å	Интенсивность	d, Å
7	10,2	3	2,252	5	10,2	2	2,266
3	5,0	1	2,199	5	4,99	1	2,230
6	4,52	5	2,124	3	4,52	5	2,136
4	4,27	1	2,062	4	4,24	2—1	2,066
3	3,94	5	1,976	1	3,88	7	1,987
3	3,72	1	1,936	1	3,70	1	1,940
2	3,49	1	1,877	2	3,48	1	1,877
10	3,35	5	1,816	10	3,34	5	1,813
2	3,21	2	1,694	2	3,19	1	1,716
3	2,99	5—4	1,646	3	2,99	5	1,655
—	—	2	1,596	2	2,84	1	1,601
3	2,81	5—4	1,537	3	2,80	4	1,539
2	2,69	6	1,501	3	2,69	2	1,504
9	2,57	1	1,483	5	2,56	—	—
4	2,457	3	1,450	3	2,446	1	1,452
5—4	2,388	1	1,417	3	2,393	2	1,420
		5	1,375			4	1,375

испытывали чрезвычайно интенсивную коррозию. Они причудливо изъедены, причем в шлифах, ориентированных перпендикулярно к слоистости, наблюдается явная гравитационная направленность коррозионных структур, что позволяет отнести формирование фуксита к этапу глубинного эпигенеза.

В кварцито-песчаниках зеленые пятна фуксита встречаются единично. Зато они чрезвычайно обильны в непосредственно подстилающих песчаниках петрозаводской свиты. Микроскопически участки ярко-зеленой цементации в петрозаводских песчаниках обнаруживают такое же строение, как и в шокшинских. Химический анализ (%) обогащенного концентрата участков развития ярко-зеленых слюдистых минералов дал следующие результаты:

SiO ₂ — 72,03	MgO — 1,06
TiO ₂ — 0,34	Na ₂ O — 0,30
Al ₂ O ₃ — 13,54	K ₂ O — 4,94
Cr ₂ O ₃ — 2,19	H ₂ O ⁺ — 1,75
Fe ₂ O ₃ — 2,49	H ₂ O [—] — 0,46
FeO — 0,24	
CaO — 0,36	
	Сумма — 99,70

Высокое содержание SiO_2 объясняется тем, что в концентрате содержится большое количество зерен кварца; содержание микроклина в породе не превышает 5%, поэтому им в первом приближении можно пренебречь. Содержание остальных компонентов, безусловно, соответствует минералу мусковитового типа с высоким содержанием Sr_2O_3 — фукситу.

Как и в описанной выше разновидности, в разномзернистых кварцито-песчаниках отмечаются структуры дифференциального скольжения. В одних образцах они проявляются отчетливо, в то время как в других совершенно отсутствуют. Эти структуры проявляются обычно в возникновении между обломочными зернами каемки, шириной в тысячные доли миллиметра, принадлежащей сразу обоим обломочным зернам и состоящей из чрезвычайно тонких волокнистых образований серицита и кварца, ориентированных под прямым или острым углом к поверхности обломочных зерен.

Наблюдаются также структуры дифференциального скольжения между обломочными зернами кварца и их регенерационными каемками, а также структуры скольжения, секущие обломочные зерна. Иногда в промежутке между несколькими обломочными зернами отмечается пересечение направлений ориентировки волокнистых образований кварца и серицита, что указывает на перемещение зерен в различных направлениях относительно друг друга.

Структуры скольжения, развивающиеся в результате взаимного перемещения обломочных зерен кварца и их регенерационных каемок, нередко сопровождаются «смятием» регенерационного кварца. Такое «смятие» заключается в кристаллографической и оптической переориентировке отдельных участков кварцевых зерен и аутигенного кварца, в результате чего в поляризованном свете наблюдается картина, отдаленно напоминающая двойниковое строение микроклина.

Мономинеральные алевролиты с железисто-серицитовым цементом

Эти породы представляют собой мелкозернистую толстоплитчатую красновато-коричневую разность. От кварцито-песчаников, рассмотренных выше, алевролиты отличаются меньшей плотностью; сливное сложение их выражено менее отчетливо.

По исходному минеральному составу алевролиты идентичны кварцито-песчаникам. Они также сложены в основном зернами кварца с примесью обломков кремнистых пород и микрокварцитов (1—2%). Кроме того, присутствуют единичные измененные листочки биотита, а также зерна турмалина и циркона. Железисто-серицитовый цемент составляет около 20% объема породы.

Размер обломочных зерен колеблется от 0,02 до 0,25 мм, при медианном размере $Md=0,07$ мм. Зерна размером 0,15—0,25 мм единичны. Сортированность породы довольно хорошая ($S_0 \approx 1,41$).

По своей форме обломочные зерна большей частью полуокатанные и окатанно-угловатые, реже присутствуют хорошо окатанные зерна, как правило, песчаной размерности.

Зерна кварца, слагающие основную костяк породы, чисты и прозрачны, изредка с волнистым, а еще реже с мозаичным угасанием. В некоторых зернах отмечаются включения мельчайших газово-жидких пузырьков. В породах присутствуют также единичные кварцевые зерна с обильной примесью мелкочешуйчатого серицита.

Зерна кремнистых пород характеризуются криптокристаллическим сложением, обломки же микрокварцитов микрозернисты. Зерна турмалина, содержание которых в породе довольно высоко, а также единичные

зерна циркона, как правило, хорошо окатаны и имеют такие же размеры, как и обломочные зерна кварца. Турмалин нередко регенерирован, но регенерационная кайма обычно также характеризуется окатанным или обломанным контуром, что свидетельствует о регенерации турмалина в материнской породе, до ее разрушения и перетолжения. Циркон обычно отчетливо зонален. Кроме того, в породах содержалось, по-видимому, значительное количество титанистых минералов, полностью замещенных в процессе эпигенеза лейкоксомом, в массе которого наблюдаются отдельные мелкие кристаллики с очень высоким двупреломлением, — вероятно анатаз.

Структуры растворения в кварцевых алевролитах выражены сравнительно слабо. Между отдельными зернами и группами зерен, не раздельных серицитовым цементом, обычно возникают конформные структуры растворения. Инкорпорационные и микростилолитовые структуры отсутствуют. Регенерация кварцевых зерен проявлена крайне слабо. Регенерационные каемки обычно сильно корродируются серицитом.

Листочки биотита, зажатые между обломочными зернами, изменяются сравнительно слабо: частично гидратируются, сильно раздуваясь в поровых пространствах, и теряют присущий им плеохроизм (мусковитизируются). Содержащееся в биотите железо обычно загрязняет гидратизированные пластинки в виде мельчайших зернышек гидроксидов железа.

Мелкий биотитовый детрит, выполнявший первоначально наряду с глинистым материалом и окислами железа поровые пространства между обломочными зернами, преобразован чрезвычайно интенсивно. Наблюдаются самые постепенные переходы от сравнительно слабо измененных листочков биотита к агрегатам замещающих их крупных чешуек серицита. В отличие от подобных участков, в поровых пространствах, выполненных первоначально глинистым материалом, развивается тонкочешуйчатый серицит с лапчатыми ограничениями отдельных индивидов.

Изучение серицитового цемента проводилось в тонкоотмученных фракциях. Показатели преломления — $Ng' = 1,600$, $Np' = 1,585$ — отвечают мусковиту (серициту). Результаты частичного химического анализа фракции $< 0,001$ мм также подтверждают серицитовую природу цемента: $Na_2O = 0,45\%$, $K_2O = 8,00\%$, $FeO = 0,29\%$.

Спектральный анализ тонких фракций дал следующие результаты (%):

Ag—Следы	Mn—0,03
Be— »	Ni —0,0005
Co—0,0005—0,001	Pb—0,003
Cr —0,003 —0,007	V —0,0006—0,002
Cu—0,003	Zn—0,001—0,003
Ga—0,001 —0,003	Zr —0,01

Важно отметить, что окислы железа первоначально, по-видимому, равномерно рассеянные в глинистом веществе, в процессе эпигенеза перераспределены. Они образуют в сериците серию скорлуповатых, частично параллельных стенкам пор, железистых «оболочек», которые в сечении шлифа характеризуются своеобразными колломорфными очертаниями (табл. IV, 2).

Крупночешуйчатый серицит замещает также обломочные зерна кварца, иногда образуя по ним полные псевдоморфозы. Реже отмечаются обломочные зерна, нацело замещенные мелкочешуйчатым серицитом.

Контакты между обломочными зернами типа структур дифференциального скольжения отмечаются лишь единично и выражены крайне слабо.

Чрезвычайно своеобразная разновидность шокшинских пород — железистые микалиты — нигде не выходит на дневную поверхность. Эти породы были вскрыты скважиной, пробуренной в пределах Шокшинского карьера. Керн скважины, к сожалению, уничтожен, и удалось разыскать лишь отдельные образцы сланцеподобных пород.

Термин «микалит» применил впервые А. В. Копелиович для обозначения терригенных пород, сложенных в основном обломочными слюдами. Как будет показано ниже, рассматриваемая разновидность также преимущественно сложена существенно преобразованным детритом биотита.

Породы представлены тонкосланцеватой разностно афанитового сложения. Цвет их варьирует от темного красновато-коричневого до светлого кирпично-красного. Породы разбиты многочисленными трещинками-отдельности и вдоль них осветлены, т. е. приобретают зеленовато-серую окраску, обусловленную, вероятно, выносом окислов железа. Породы плотные, прочные и сильно отличаются по облику от обычных аргиллитов. В некоторых образцах наблюдаются зеркала скольжения, вдоль которых развита сланцеватость, секущая слоистость породы. На плоскостях напластования микалитов заметны многочисленные блески слюд. В породах содержится значительное количество невыдержанных, часто линзовидных, микропрослоев алевролитов и песчаников.

Как уже указывалось, основная масса пород, по-видимому, более чем на 60—70% сложена обломочными листочками биотита. Размер их сильно варьирует от сотых долей миллиметра до 0,2—0,3 мм. Кроме того, в породах содержится значительное количество окислов железа, крайне неравномерно распределенных. Наибольшее содержание окислов железа наблюдается в прослоях, сложенных преимущественно чрезвычайно мелким биотитовым детритом, точнее, продуктами его преобразования. Не исключено, что вместе с окислами железа изначально в состав пород вошло некоторое количество глинистого вещества. Остальная часть объема пород сложена мелкими (менее 0,1 мм) угловатыми, иногда оскольчатыми зернами кварца и единичными обломками кремнистых пород и микрокварцитов. Содержание зерен кварца колеблется от 5—10% до 30—40%. Микалиты постепенно при увеличении содержания кварцевых зерен и уменьшении содержания биотита переходят в микропрослой слюдистых алевролитов (содержание обломочных зерен кварца 40—70%). Последние, в свою очередь, переходят в алевролиты, содержащие 70—90% обломочных зерен кварца. Размер обломочных зерен, слагающих алевролиты, колеблется от 0,02 до 0,1 мм. Форма их полуокатанная и окатанно-угловатая, реже оскольчатая.

Песчаные прослой, напротив, характеризуются резкими контактами. Обломочные зерна, слагающие породу, состоят преимущественно (на 90—95%) из кварца, а также обломков кремнистых пород и микрокварцитов. Характерно также присутствие крупных (3—10 мм) обломков и линзочек железистых микалитов. Около 10% объема пород составляет крупночешуйчатый серицит. Размер обломочных зерен, слагающих песчаные прослой, колеблется в широких пределах — от 0,05 до 0,5 мм при преобладании фракции 0,2—0,4 мм. Сортированность пород средняя. Зерна окатаны и полуокатаны.

Микалиты, слагающие основную массу пород, в процессе эпигенеза существенно преобразованы. Крупные обломочные листочки биотита причудливо изгибаются, гидратируются, образуя сноповидные агрегаты. Остаточный плеохроизм биотита почти отсутствует. Биотит частично переходит в гидромусковит, частично же — в хлорит-пеннин. Новообразованный пеннин характеризуется аномальными голубовато-лиловыми

интерференционными окрасками и плеохроизмом: по Ng — травяно-зеленым, по Np — светлым желтовато-зеленым. Угасание прямое. Нередко в пределах одних и тех же листочков наблюдаются зонки, образованные как гидромусковитом, так и пенином. В прослоях, обогащенных гидроокислами железа, хлоритизация биотита развита наиболее интенсивно. В этих же прослоях иногда наблюдается аморфизация биотита, переход его в агрегат мельчайших зернышек гидроокислов железа, псевдоморфно замещающих биотит.

Изучение тонкоотмученных фракций $<0,001$ мм и $<0,01$ мм показало, что они состоят в основном из серицита с показателями преломления по $Ng' = 1,600$; $Np' = 1,585$. Результаты неполного химического анализа (табл. 4) обнаруживают очень высокое содержание K_2O . В то же время

Таблица 4
Неполный химический анализ (%) тонких фракций

Образец, №	Фракция, мм	Na ₂ O	K ₂ O	FeO
443	$< 0,001$	0,61	9,00	2,16
443	$< 0,01$	0,35	6,30	2,16
444	$< 0,001$	0,35	7,70	1,44
444	$< 0,01$	0,32	5,58	2,59

присутствие значительного количества закисного железа свидетельствует о наличии здесь хлорита или же раздробленного слаборазложеного обломочного биотита.

Термокровая фракции $<0,001$ мм показывает исключительную инертность материала (рис. 4). Электронномикроскопические исследования

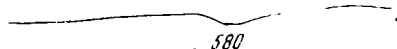


Рис. 4. Термокровая фракции $<0,001$ мм микалитов Шокинского карьера

показали, что фракция $<0,001$ мм состоит из прозрачных и полупрозрачных чешуек с четкими контурами. Эти чешуйки и листочки в основном представляют собой механические обломки, однако можно судить о прекрасной окристаллизованности слюдяного материала. Пластинки отчетливо спайны по (001), кое-где улавливаются следы гексагонов с углом порядка 60° (табл. XXI, 2).

Спектральное изучение тонких фракций показало несколько повышенное, по сравнению с другими породами шокинской свиты, содержание Cr, V, Ni, Co и других элементов (табл. 5).

Обломочные кварцевые зерна в микалитах не претерпевают существенных изменений. Лишь некоторые из них испытывают коррозию и растворение и, будучи зажатыми между листочками слюд, приобретают веретенообразную форму.

В алевритовых прослоях обломочные зерна кварца тесно сближены между собой и образуют конформные структуры растворения. Регенерация кварцевых зерен проявлена слабо и различима с трудом. Крупные листочки биотита, присутствующие в алевритовых прослоях, преобразуются так же, как и в микалитах, но хлоритизация биотита развита несколько слабее. Поровые пространства между обломочными зернами выполнены мелкочешуйчатым серицитом, являющимся продуктом раз-

Спектральный анализ тонких фракций

Элемент	Фракция, мм			
	< 0,001	< 0,01	< 0,001	< 0,01
	обр. 444		обр. 443	
Ag	—	—	Следы	Следы
Be	Следы	Следы	»	»
Co	0,0005—0,001	0,001	0,0005—0,001	0,0005—0,001
Cr	0,02	0,007—0,02	0,02	0,007
Cu	0,005	0,003—0,005	0,003	0,001
Ga	0,003	0,001—0,003	0,003	0,001 —0,003
Mn	0,01	0,01	0,001 —0,003	0,003
Ni	0,005	0,005	0,003 —0,005	0,005
Pb	0,003	0,003	0,001 —0,003	0,001
Sn	Следы	Следы	Следы	—
V	0,006—0,02	0,006	0,006 —0,02	0,006
Zn	0,006—0,01	0,006—0,01	0,003 —0,006	0,003—0,006
Zr	—	—	—	0,01

ложения мелких листочков биотита. Кроме того, в интерстициях, а также по обломочным зернам, рассеяно огромное количество мельчайших (тысячные доли миллиметра) изометрических зернышек кальцита (?), иногда имеющих отчетливую ромбоэдрическую форму. Интерференционная окраска их из-за ничтожных размеров не выходит из пределов второго порядка.

Преобразование песчаных микропрослоев существенно отлично. Между обломочными зернами кварца возникают отчетливо выраженные конформные и инкорпорационные структуры растворения. Развитие структур растворения сопровождается регенерацией кварца. Содержащиеся в породах обломки и линзочки сильно ожелезненных микалитов испытали интенсивную, гравитационно направленную пластическую деформацию.

Мелкий биотитовый детрит, выполнявший поровые пространства между обломочными зернами кварца, изменяется существенно иным образом, нежели биотит, слагающий основную массу микалитов. Здесь биотит переходит в агрегаты довольно крупночешуйчатого (порядка 0,01 мм) серицита, лишенного каких бы-то ни было примесей, выполняющего поровые пространства. Чешуйки серицита часто имеют вермикулитообразные формы; наиболее крупные из них образуют своеобразные розеточки (табл. IV, 3). Отличается (от микалитов) и характер преобразования крупных листочков биотита в линзочках и обломках железистых микалитов, заключенных внутри песчаных прослоев. Биотит здесь частично переходит в гидратизированный мусковит, частично же — в бесцветный каолинит, с низкой интерференционной окраской и прямым угасанием. В микалитах, содержащих песчаные микропропластки, отмечаются смятие слоев и развитие сланцеватости, секущей слоистость пород.

Эти явления отразились в микроструктуре пород в виде довольно интенсивно, но локально выраженных структур дифференциального скопления.

Последние нередко возникают внутри отдельных обломочных зерен. Исключительный интерес представляет возникновение микростилолитовых поверхностей растворения, секущих слоистость пород под прямым углом. Растворение зерен в связи с развитием этой структуры проявляет-

ся весьма интенсивно. В процесс образования микростилолитов вовлекаются и регенерационные каемки кварца. Возникновение этих структур так же, как и возникновение структур дифференциального скольжения, связано с напряжениями, ориентированными вдоль слоистости пород.

Разрез первой пачки нижней подсвиты в районе озера Лососиное

Разрез скважины в районе озера Лососиное так же, как и разрез Шокшинского карьера, представлен в основном мелко- и среднезернистыми кварцито-песчаниками. Однако в этой толще в заметном количестве присутствуют грубозернистые разности (гравелиты) и единичные прослои конгломератов. Для описываемых пород весьма характерны явления обесцвечивания и выщелачивания, в результате которых они окрашены в светло-розовые, иногда — в белые тона и в некоторых прослоях приобрели пористую структуру, резко снижающую их прочность. Исключительный интерес представляет единичная находка фосфатной конкреции (участка цементации песчаника апатитом), включенной в сливные кварцито-песчаники.

В разрезе скважины выделяются следующие типы пород:

1. Мономинеральные мелко- и среднезернистые кварцито-песчаники с регенерационным кварцевым цементом.
2. Грубозернистые кварцито-песчаники, гравелиты и конгломераты с регенерационным кварцевым цементом.
3. Разнозернистые тонкослоистые кварцито-песчаники, содержащие серицит и хлорит.
4. Фосфатная конкреция.

Мономинеральные мелко- и среднезернистые кварцито-песчаники с регенерационным кварцевым цементом

Описываемая разновидность составляет большую часть вскрытого скважиной разреза. До глубины 17 м разрез представлен почти исключительно мелкозернистыми кварцито-песчаниками с регенерационным цементом. Далее, вниз по разрезу они переслаиваются с грубозернистыми и разнозернистыми породами.

Кварцито-песчаники с регенерационным цементом характеризуются высокой прочностью и сливным строением при полном отсутствии пористости. Окраска их менее яркая, чем у типичных шокшинских кварцитов, — светло-розовая, серовато-розовая. В интервалах 17—17,2, 33—34, 41,5—42,5, 64—64,5 и 80—90 м отмечаются бледно-розовые, иногда почти белые, вторично обесцвеченные разновидности. В этих породах, как правило, полностью сохраняется сливное строение. На глубине 16,9 м присутствуют плоские галечки глинисто-железистого состава размером 2—4 см, причем вмещающая порода в радиусе 1—2 см от них очень сильно ожелезнена и характеризуется красновато-бурой, почти черной окраской.

Породы в основном сложены обломочным кварцем. В незначительном количестве (менее 1%) присутствуют обломки различных пород, преимущественно кремнистых. Кроме того, отмечаются единичные зерна кварцево-серицитового и кремнисто-серицитового состава, а также кварцевые зерна с мозаичной структурой, переполненные мельчайшими включениями серицита и окислов железа, иногда с неясно выраженными реликтами структуры эффузивной породы (микролитами, замещенными кварцем). Эти зерна, по всем данным, представляют собой окварцованные эффузивы кислого или среднего состава. Глинисто-слюдистый цемент в породах

полностью отсутствует. Акцессорные минералы представлены единичными зернами циркона и турмалина. Как и во всех кварцито-песчаниках шокшинского типа, в изучаемых породах кварцевые зерна окружены «рубашками», состоящими из окислов железа и глинистых минералов. Содержание окислов железа сильно варьирует, определяя окраску породы. В обесцвеченных разпоясанных окислы железа практически отсутствуют. Но на глубине 16,9 м, в зонке вокруг глинисто-железистых галечек, окислы железа в породе исключительно обильны и толщина каемок вокруг обломочных зерен достигает 0,01 мм. Некоторые поровые промежутки целиком выполнены окислами железа. Описываемые кварцито-песчаники сложены зернами мелкой и средней размерности (от 0,5 до 0,7 мм). В отдельных прослоях отмечается резкое преобладание ограниченного числа фракций, т. е. хорошая сортированность пород ($S_0 = 1,23-1,26$). Форма обломочных зерен окатанная и полуокатанная, реже окатанно-угловатая.

Зерна кварца в большинстве случаев прозрачны и лишены структурных дефектов (волнистого угасания и пр.). Изредка содержат включения тонких иголок рутила.

Описываемым породам присущи конформно-регенерационные структуры, образовавшиеся в процессе глубинного эпигенеза (табл. IV, 5). Среди структур растворения резко преобладают конформные. Конформация привела к перетолжению кремнекислоты в виде регенерационных кварцевых каемок. Микростилолитовые структуры обычного типа редки. Наиболее отчетливо они выражены в зонке, обогащенной окислами железа вокруг галечки глинисто-железистого состава (табл. IV, 6). Здесь микростилолиты осложняют обычные конформные структуры и отличаются сравнительно слабой гравитационной направленностью. В некоторых разновидностях отмечаются микростилолитовые поверхности растворения, приуроченные к микропрослоям окислов железа. Растворение кварца здесь, по-видимому, происходило чрезвычайно интенсивно; микростилолитовые шипы глубоко вдаются в кварцевые зерна, а иногда даже их протыкают. Растворению подвергаются не только обломочные зерна кварца, но и их регенерационные каемки (табл. V, 1). Таким образом, эти микростилолитовые швы образовались в консолидированной породе с конформно-регенерационной структурой и отвечают, вероятно, наиболее позднему этапу эпигенетического преобразования породы. Отсутствие в это время изначальной пестроты напряжений, ликвидированной в результате формирования конформно-регенерационных структур, свидетельствует о значительном катализирующем влиянии микрослойков окислов железа. Возможно также, что они играли роль проводников для циркулировавших в толще агрессивных растворов. Иногда отмечается регенерация мелких зернышек турмалина, причем зерно турмалина зеленого цвета обрастает каймой голубого цвета.

В зонке ожелезнения вокруг вышеупомянутой глинисто-железистой галечки некоторые поровые пространства между обломочными зернами кварца выполнены магнетитом, отчетливо ксеноморфным по отношению к обломочным зернам, непрозрачным в проходящем свете и окрашенным в отраженном свете в характерный серый цвет (табл. V, 2). Магнетит частично окислен и за счет него кристаллизуются мелкие (менее 0,01 мм) таблитчатые (гексагональные) и шестоватые выделения гематита.

В отличие от кварцито-песчаников Шокшинского карьера, для описываемых пород примечательно почти полное отсутствие структур дифференциального скольжения, связанное, очевидно, с тем, что глинисто-слюдистая составляющая в них представлена в исчезающе малом количестве; глинистые минералы, вероятно, также почти отсутствуют в составе «рубашек» вокруг обломочных зерен. Бластез в приконтактных частях

зерен наблюдается очень редко и слабо развит. Значительно интенсивнее выражено «смятие» кварцевых зерен и их регенерационных оболочек. Оно проявляется в появлении волнистого угасания, захватывающего иногда целые участки породы. Нередки также серии параллельных и субпараллельных темных цепочек включений мельчайших пузырьков жидкости, переходящих из одного зерна в другое (табл. V, 3). Образование их связано, по-видимому, с механическим нарушением целостности зерен и последующим залечиванием их кремнекислотой.

*Грубозернистые кварцито-песчаники, гравелиты
и конгломераты с регенерационным кварцевым цементом*

Эта разновидность отличается от вышеописанной своим значительно более грубым обломочным составом и плохой сортированностью. Породы характеризуются сливным строением и высокой прочностью. Для них обычен розовый или серовато-розовый цвет, но участками гравелиты и конгломераты осветлены и приобрели светло-розовую, иногда почти белую окраску.

Прослой грубого материала характерны для средних и нижних частей разреза. Мощность их колеблется от 0,2 до 1 м. На глубине 52—57,2 м отмечается довольно мощный пласт конгломератов, состоящих из галек преимущественно кварцевого состава; реже отмечаются кремневые гальки. Форма их окатанная и полуокатанная, иногда уплощенная окатанно-угловатая. Размер колеблется от 2 мм (гравийные зерна) до 3 см, иногда достигая 5 см. Сгруженность галек в этом прослое довольно высока, и количество цементирующего их кварцито-песчаника составляет не более 50%.

Обычно же грубозернистые песчаные породы в разрезе содержат лишь отдельные, преимущественно кварцевые, обломки гравийной и галечной размерности. Песчаный материал, слагающий эти породы, также отличается плохой сортированностью. Размер обломочных зерен колеблется в широких пределах — от 0,05 до 1 мм, иногда достигая 2—3 мм. Основная масса породы представлена преимущественно зернами кварца, обычно без волнистого угасания; кроме того, присутствуют единичные зерна кремнистых пород, микрокварцитов и обломков окварцованных эффузивов. Петрографический состав крупных (1—10 мм) обломков значительно разнообразней. Обычный кварц среди этих обломков составляет не более 50%. Кроме него, наиболее многочисленны зерна кремнистых пород различной степени раскристаллизации — от криптокристаллических до микрокварцитов. Отмечаются также железистые микрокварциты — породы, переполненные мелкими выделениями гематита, обособленными в полосы; зерна кварца с многочисленными червеобразными, обычно ожелезненными, включениями хлорита, и зерна кварца с бластической мозаичной структурой, являющиеся обломками кварцитов. В ряде образцов отмечается незначительная примесь биотитового детрита, интенсивно переработанного в результате эпигенетических процессов.

Из аксессуарных минералов присутствуют окатанные зерна зеленого и полихромного турмалина размером 0,01—0,05 мм, а также зерна титанистых минералов, нацело замещенных лейкоксеном и анатазом.

В породах широко развиты конформные структуры растворения, с которыми связана регенерация обломочных зерен кварца. Зерна кремнистых пород, особенно крупные, отчетливо ксенокластоморфны по отношению к обломочному кварцу (табл. V, 4).

Микростилолитовые структуры в породах редки. Они локализируются в виде поверхностей растворения, иногда заметных в образце, приуроченных к микрослоечкам, обогащенным биотитовым детритом и окислами

железа. Стилолитовые поверхности обычно секут ранее сформированные конформно-регенерационные структуры; в стилолитообразование вовлекаются не только обломочные зерна, но и их регенерационные каемки. Следует отметить, что окислы железа участками представлены выделениями магнетита, отчетливо ксеноморфного по отношению к обломочным зернам, т. е. аутигенного. Судя по тому, что форма этих выделений нередко соответствует сутурному профилю стилолитовых поверхностей, следует предположить сопряженность процесса стилолитообразования и перекристаллизации окислов железа в магнетит.

Слюдистые минералы — мелкие обломки биотита — существенно изменены; они гидратизированы и частично преобразованы в серицит. Некоторые крупные (0,2 мм) листочки биотита гидратизированы и по трещинкам спайности замещены мелкими зернышками окислов железа (гематита). Проявления динамометаморфизма в описываемых породах локальны и представлены лишь «смятием» обломочного и аутигенного кварца.

*Разнозернистые тонкослоистые кварцито-песчаники,
содержащие серицит и хлорит*

Роль описываемых пород в разрезе скважины незначительна. Они присутствуют главным образом в его средних и нижних частях, образуя прослой мощностью 0,1—0,5 м. Эти породы обычно тонкослоисты (мощность слоев 1—5 мм). Слоистость обусловлена преимущественно различием в размерах зерен перемежающихся слоев.

Описываемые породы в значительной мере обесцвечены, иногда пятнисто, иногда же послойно. Осветленные разности характеризуются заметной пористостью.

Как и другие породы шокшинской свиты, рассматриваемые кварцито-песчаники сложены почти исключительно обломочными зернами кварца. Кроме того, в породах присутствуют единичные обломки кремнистых пород, микрокварцитов и окварцованных эффузивов.

Большая часть поровых промежутков выполнена регенерационным кварцем. В некоторых породах отмечаются серицитоподобные слюды в тесном срастании с каолинитоподобным минералом, оказавшимся, как показали исследования, диоктаэдрическим хлоритом.

Тонкозернистые прослои сложены в основном обломочными зернами размером 0,05—0,15 мм; среди них отмечаются отдельные крупные зерна размером 0,15—0,4 мм. Зерна, слагающие более крупнозернистые, довольно плохо отсортированные прослои, колеблются в размерах от 0,1 до 0,6 мм с преобладанием фракции 0,2—0,4 мм. Однако некоторые прослои составляют исключение и представлены хорошо отсортированными среднезернистыми породами обычного типа. Примечательно, что в этих прослоях серицит и хлорит отсутствуют.

Вообще, в описываемых породах наблюдается зависимость содержания слюдино-глинистых минералов от степени сортировки; плохо отсортированные породы содержат наибольшее количество серицита и хлорита. Породы сложены преимущественно полуокатанными и окатанно-угловатыми зернами. Первичная обломочная форма зерен в мелкозернистых прослоях из-за интенсивного развития структур растворения неразличима.

Для кварцито-песчаников с хлоритовым и серицитовым цементом характерно интенсивное развитие структур растворения под давлением при ограниченном развитии явлений регенерации. Аутигенный кварц отмечается лишь в некоторых хорошо отсортированных прослоях с низким содержанием глинисто-слюдиистой составляющей. В микропрослоях среднезернистого сложения характерны конформные структуры, иногда пе-

реходные к микростилолитовым. Мелкозернистые прослои представляют собой по существу зонки сплошной микростилолитизации. Зерна в этих прослоях приобрели сильно уплощенные зазубренные очертания (растворяется, по-видимому, более 50% кварца). Зоны микростилолитизации проявляются и макроскопически в виде неровных бугорчатых поверхностей наслаения. Величина бугорков не превышает 1—2 мм. В тонкозернистых прослоях регенерация кварца полностью отсутствует.

Отдельные стилолитовые поверхности отмечаются в прослоях с регенерационным кварцевым цементом. Здесь отчетливо устанавливается более позднее, по сравнению с формированием конформных структур и регенерационного кварца, происхождение этих микростилолитовых поверхностей, поскольку микростилолиты нередко секут регенерационные кварцевые оболочки.

Как уже указывалось, часть поровых промежутков в породах выполнена серицитом и хлоритом. Последний присутствует в виде бесцветных низкоинтерферирующих выделений, нередко вермикулитовидных, и по своему облику чрезвычайно напоминает каолинит. В хлоритовых образованиях заметна отчетливая спайность; угасание его прямое. Хлорит обычно находится в тесном сростании с серицитом, который разобцает его вермикулитовидные выделения, образуя сетчатый агрегат (табл. V, 5). Иногда же поровые пространства выполнены только хлоритом. Нередко отмечаются

гидратизированные листочки слюд явно обломочного происхождения, частично замещенные минералом мусковитового типа, частично же — хлоритом (табл. V, 6). Наблюдается целая серия постепенных переходов от таких полуразложившихся обломочных листочков к серицит-хлоритовым агрегатам. Это дает основание полагать, что серицит-хлоритовый цемент породы сформирован за счет обломочных слюд.

Исследования тонких фракций показали, что хлорит представлен чрезвычайно редкой и в настоящее время практически неизученной диоктаэдрической разновидностью. Показатель преломления его около 1,560, т. е. каолинитовый.

Более низкое, по сравнению с кварцито-песчаниками Шокшинского карьера, содержание K_2O обусловлено тем, что серицит составляет менее

Таблица 6
Неполный химический анализ (%) тонких фракций

Образец, №	Фракция, мм	Na_2O	K_2O	FeO
2020	< 0,001	0,47	5,47	Нет
2020	< 0,01	0,18	3,46	»
2026	»	0,30	3,77	»

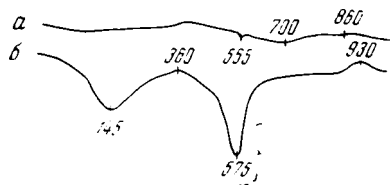


Рис. 5. Термокривые фракций <0,001 мм (а) и <0,01 мм (б) разпозернистых кварцито-песчаников разреза скв. у озера Лососиное

половины тонких фракций. Отмечается также полное отсутствие FeO, что свидетельствует о том, что описываемый хлорит безжелезистый (табл. 6).

На термокривых фракции <0,001 мм сколько-нибудь заметные эффекты отсутствуют. На термокривой же фракции <0,01 мм отмечаются два отчетливых эндотермических эффекта и один экзотермический (рис. 5). Эндотермический эффект при $t=575^\circ$ характерен для каолинита, так же, как и экзотермический (930°), который несколько смещен, по сравнению со стандартным, в сторону низких температур. Эндотермический эффект при $t=145^\circ$, возможно, отвечает гидрослуде.

**Межплоскостные расстояния и интенсивность отражений фракции
< 0,001 мм (обр. № 2026)**

Ориентированный природный		Прогретый при $t=600^\circ$ в течение двух часов		Ориентированный, обработанный в HCl		Ориентированный природный		Прогретый при $t=600^\circ$ в течение двух часов		Ориентированный, обработанный в HCl	
Интенсивность	d, Å	Интенсивность	d, Å	Интенсивность	d, Å	Интенсивность	d, Å	Интенсивность	d, Å	Интенсивность	d, Å
9	14,2	6	13,3	8	14,2	4	2,136	3	2,140	4	2,124
10	10,2	5	10,1	9	10,1	—	—	—	—	1	2,055
9	7,2	2—1	6,7	6	7,1	5	2,015	5	2,004	6—5	2,001
4	5,1	5	5,0	3	5,0	4	1,966	1	1,946	3	1,953
10	4,7	—	—	9	4,7	2	1,898	4	1,898	1	1,886
2	4,48	4	4,48	2	4,46	3	1,816	3	1,813	2	1,813
1	4,29	3	4,26	2	4,28	1	1,736	1	1,748	1	1,728
2	3,92	1	3,94	1	4,11	2	1,692	1	1,713	1	1,689
				2—1	3,88	6	1,643	5	1,661	6	1,639
1	3,73	2	3,76	1	3,73	1	1,598	1	1,617	1	1,594
9	3,55	2	3,53	8	3,54	2	—	1	1,568	—	—
10	3,34	10	3,34	10	3,34	3	1,545	3	1,537	2	1,539
2	3,22	2	3,21	2	3,18	5	1,494	1	1,508	4	1,488
1	3,09	1	3,12	2	3,07	2	1,453	1	1,450	2	1,453
3	2,99	3	3,02	3	2,98	2	1,420	—	—	2	1,418
—	—	3	2,89	—	—	3	1,379	3	1,373	3	1,375
5	2,84	1	2,81	5	2,82	2	1,357	—	—	—	—
2	2,69	2	2,69	2	2,69	2	1,342	—	—	3	1,346
5	2,57	2	2,58	4	2,56	—	—	2	1,310	—	—
3	2,502	3	2,51	2	2,497	3	1,296	2	1,285	—	—
1	2,446	—	—	1	2,441	1	1,253	4—3	1,257	—	—
2—1	2,388	2	2,404	2	2,378	1	1,238	—	—	—	—
—	—	—	—	3	2,299	1	1,221	1	1,225	—	—
1	2,221	—	—	2—1	2,216	2—1	1,202	2	1,20	—	—
						2	1,183	2	1,182	—	—

Таким образом, оптические и термические исследования показали, что изучаемый минерал очень похож на каолинит. Хлоритовая природа его твердо устанавливается только рентгеноструктурным анализом (табл. 7).

По данным рентгеноструктурного анализа, преобладающим компонентом в исследовавшейся фракции является диоктаэдрическая гидрослюда мусковитового типа (серицит). Кроме того, присутствует хлорит, который диагностируется как диоктаэдрический, поскольку после обработки образца в 10% HCl «целочисленная» серия базальных рефлексов, характерная для минералов типа хлорита, полностью сохранилась. Подтверждением диоктаэдричности хлоритового компонента являются значения рефлекса (060) = 1,494 Å и завышенная интенсивность базального рефлекса (003).

Таким образом, хотя хлоритовая природа изучаемого минерала не вызывает сомнения, однако для однозначного определения типа хлорита необходимы специальные детальные исследования, поскольку диоктаэдрический хлорит является чрезвычайно редким и исключительно важным с теоретической точки зрения минералом.

Стрессовые напряжения сравнительно слабо отразились на структуре породы. Близость к структуре дифференциального скольжения отсутствуют. Участками развито довольно интенсивное «смятие» кварца (табл. VI, 1).

В кварцито-песчаниках с регенерационным цементом, описанных выше, на глубине 18,4 м обнаружен участок с резко отличной структурой, характеризующийся зернистым пористым строением и кирпично-красной окраской. Размер этого участка $5 \times 5 \times 7$ см. Полный размер его и форма неясны, поскольку он встречен в кернах, однако можно предположить, что это была конкреция диаметром до 10—15 см. Как конкреция, так и вмещающие кварцито-песчаники разбиты волосяными трещинками, вдоль которых порода осветлена. Осветление отмечается также вдоль контакта конкреции с вмещающей породой.

Конкреция сложена в основном кварцевыми зернами, базально цементированными фосфатными минералами, содержащими примесь окислов железа. Размер обломочных зерен колеблется от 0,05 до 0,5 мм при преобладании фракции 0,2—0,4 мм. Структуры растворения полностью отсутствуют, а фосфатные минералы сравнительно слабо корродировали обломочные зерна, поэтому первичная форма их выступает очень отчетливо (табл. VI, 3). Отмечаются окатанные и полуокатанные зерна, однако нередки и окатанно-угловатые.

Состав обломочных зерен, цементируемых фосфатом, обычен для пород шокшинской свиты: кварц (около 99%), обломки кремнистых пород и микрокварцитов (1%). Отмечаются единичные зерна рудного минерала.

Основная масса фосфатного вещества, базально цементирующая обломочные зерна кварца, состоит из удлиненных шестоватых кристалликов апатита размером 0,01—0,1 мм, почти изотропных, с прямым угасанием. Эти кристаллики нередко обрастают другой генерацией апатита с заметным двупреломлением, угасающего одновременно с апатитом первой генерации. Апатит второй генерации не образует кристаллографических форм и ксеноморфен по отношению к апатиту первой генерации (табл. VI, 4). Иногда в поперечных гексагональных срезах крупных кристаллов апатита отчетливо видно, что его генерации зонально чередуются. В иммерсионных препаратах удается отчетливо определить показатель преломления апатита первой генерации ($N_{cp} = 1,630 \pm 0,003$). По показателю преломления этот минерал соответствует фторапатиту. Поскольку апатит второй генерации отличается большим показателем преломления и заметным двупреломлением, можно предположить, что он представлен гидроксилapatитом.

Обломочные зерна кварца очень незначительно корродированы кристаллами апатита. Обычно кварц не регенерирован, однако иногда (участками) зерна обрастают регенерационными каемками, отчетливо захватывающими кристаллы апатита, что свидетельствует о более поздней кристаллизации кварца (табл. VI, 3). Из других аутигенных минералов следует отметить мельчайшие (менее 0,01 мм) кристаллики гематита, формирующиеся главным образом за счет окисленных зерен рудных минералов.

Процессы динамометаморфизма проявились лишь в катаклазе кварцевых зерен и незначительном смещении их отдельных частей. Микроскопически эти зонки катаклаза выглядят в виде волосяных трещинок, вдоль которых порода осветлена.

Разрез водопада Мурнокаже

Первая пачка нижней подсвиты в разрезе водопада Мурнокаже представлена однообразными кварцито-песчаниками, обычно массивными, несколько раскливажированными; иногда отмечается тонкая слоистость, а также мелкомасштабные косослоистые серии. Исключение составляют

несколько прослоев мощностью 0,2—1 м (в верхней части разреза) сильно осланцованных пород — слюдяных сланцев. Плоскости сланцеватости совпадают с падением слоев.

В основании разреза отмечается пачка интенсивно раскливажированных кварцито-песчаников, разбитых на мелкие блоки; мощность пачки 50—70 м. Породы в значительной степени пятнисто обесцвечены и характеризуются грязновато-белой окраской с розовыми пятнами.

Выделяются следующие основные типы пород:

1. Мономинеральные кварцито-песчаники с регенерационным кварцевым и серицитовым цементом, бластически перекристаллизованные.

2. Мономинеральные кварцито-песчаники с интенсивно развитыми структурами дифференциального скольжения.

3. Слюдяные сланцы.

*Мономинеральные кварцито-песчаники
с регенерационным кварцевым и серицитовым цементом,
бластически перекристаллизованные*

По внешнему облику кварцито-песчаники водопада Мурнокаже близки к описанным выше породам Шокшинского карьера. Они характеризуются плотным, сливным строением и темно-малиновой окраской, типичной для шокшинских кварцито-песчаников. Отличительной чертой пород водопада Мурнокаже является их сильная раскливажированность.

При микроскопическом изучении пород, несмотря на их довольно сильный метаморфизм, возможно восстановление ряда первичных литологических признаков. Контурные обломочные зерна различимы вполне отчетливо, причем преобразованию подвергаются преимущественно их периферийные участки.

Кварциты сложены обломочными зернами кварца с небольшой (1—2%) примесью обломков кремнистых пород и микрокварцитов. Кроме того, в породе присутствуют единичные псевдоморфозы кварца и мусковита по полевым шпатам, подобные описанным выше, в кварцито-песчаниках Шокшинского карьера.

Акцессорные минералы представлены единичными зернами магнетита, титаномagnetита, турмалина и метамиктно разложенного циркона. Содержание первичного глинисто-слюдистого цемента обычно низкое (0—5%), и лишь изредка достигает 10—15%. Цемент сложен тонкощупчатый высокоинтерферирующим серицитом, образовавшимся, вероятно, по первичным глинистым минералам.

Вокруг некоторых обломочных зерен, обычно регенерированных, сохранилась отчетливая тонкая оболочка окислов железа, характерная для кварцито-песчаников шокшинской свиты, что позволяет судить об их форме. Обломочные зерна окатаны и полуокатаны, реже отмечаются угловатые зерна.

Описываемые породы мелко- и среднезернистые, сортированность их довольно хорошая.

Таким образом, по совокупности первичных литологических признаков описываемые породы ничем существенно не отличаются от кварцито-песчаников Шокшинского карьера.

Наложение процессов динамометаморфизма исказило не только первично-седиментогенные структуры пород, но также и структуры глубинного эпигенеза. Однако вполне отчетливо сохранились участки развития конформных структур растворения и тесно сопряженных с ними регенерационных каемок вокруг кварцевых зерен. В целом эпигенетическое преобразование пород водопада Мурнокаже, по-видимому, подобно эпигенезу шокшинских кварцито-песчаников других разрезов.

Как первичные контуры обломочных зерен, так и структуры, возникающие в глубинном эпигенезе, существенно переработаны в результате наложения процессов динамометаморфизма.

Между зернами кварца, контактирующими по конформным структурам растворения или же через регенерационную кайму, нередко возникают своеобразные бластические зубчатые, заливообразные, лапчатые контакты (табл. VI, 2, 5, 6). Эти структуры, в отличие от структур растворения, неразъемны. Подобная картина возникает в результате частичного перехода оптической ориентировки одного обломочного зерна с пересечением обломочных контуров и ограничений регенерационных каемок в другое, контактирующее с ним зерно. Это явление получило название рекристаллизации (Gorbatshev, 1962). В наиболее полном виде рекристаллизационный бластез развит в шокшинских и петрозаводских породах, контактирующих с габбро-диабазовыми интрузиями. В рассматриваемых кварцитах он представлен в зачаточной форме и охватывает лишь регенерационные каемки и периферийные части обломочных зерен. Однако рекристаллизационные структуры здесь часто осложнены интенсивной грануляцией, также охватывающей регенерационный кварц и периферийные части зерен. Между контактирующими зернами нередко образуется зона, представляющая собой мозаичный агрегат, состоящий из разноориентированных мелких индивидов размером 0,01—0,05 мм, обычно с неясно выраженными кристаллографическими очертаниями (табл. VI, 6). Эти новообразованные кварцевые индивиды участвуют в образовании рекристаллизационной структуры, обуславливая зубчато-лапчатый характер контакта. В целом такие структуры следует называть бластическими рекристаллизационно-грануляционными. Эти структуры характеризуются отчетливо выраженной векторностью. Они образуются преимущественно между зернами в участках их контактов, ориентированных перпендикулярно направлению слонистости (табл. VI, 2), что свидетельствует о возникновении рекристаллизационно-грануляционных структур под воздействием сильных стрессовых напряжений, направленных вдоль слонистости породы.

Внутренняя структура обломочных зерен чаще всего остается неизменной. Однако грануляционный бластез нередко развивается также и в массе обломочного зерна кварца, иногда целиком, чаще же частично преобразуя его.

В ряде зерен кварца появляется волнистое угасание, явно связанное со стрессовыми напряжениями. Нередко можно наблюдать, что «фронт» угасания в зерне кварца перемещается как бы веером из точки приложения максимального напряжения на контакте с другим обломочным зерном. Это явление подобно «смятию» кварца в кварцито-песчаниках Шокшинского карьера, но проявлено в более слабой форме.

В некоторых образцах бластические структуры осложнены структурами дифференциального скольжения, которые, однако, в изучаемых породах развиты ограниченно. Они распознаются по сериям параллельно ориентированных листочков мусковита длиной 0,1—0,3 мм, приуроченных к участкам развития рекристаллизационно-грануляционного бластеза.

При внимательном рассмотрении обнаруживается, что мусковитовые листочки включены в своеобразные кварцевые зоны, образующиеся между обломочными зернами и состоящие из того же гранулированного кварца, как и в рекристаллизационно-грануляционных структурах. В случае развитой структуры дифференциального скольжения отдельные индивиды кварца в гранулированных зонах обнаруживают вытянутый габитус. Длинные оси кварцевых индивидов, так же как и листочки мусковита, ориентированы нормально и субнормально по отношению к обломочным контурам зерен. Между рекристаллизационно-грануляци-

онными структурами и структурами дифференциального скольжения обнаруживаются самые постепенные переходы. В ряде случаев наблюдаются рекристаллизационно-грануляционные контакты между кварцевыми зернами, осложненные лишь двумя-тремя параллельно ориентированными листочками мусковита. По-видимому, появление признаков структур дифференциального скольжения характеризует в этом случае переход в самой начальной стадии к разрывным сдвиговым деформациям. Структуры дифференциального скольжения, возникающие между отдельными зернами, иногда объединяются в поверхности скольжения, по которым совершался сдвиг целых групп зерен (табл. VII, 1).

Окварцевание и серицитизация обломочных зерен полевых шпатов в кварцитах Мурнокаже, так же как и в кварцито-песчаниках Шокшинского карьера, связаны с процессами глубинного эпигенеза. Однако возникновение по зернам полевых шпатов крупных (0,01—0,2 мм), прекрасно ограненных листочков мусковита с высокой интерференционной окраской, вероятно, связано с процессами динамометаморфизма (табл. VII, 2). Это доказывается тем, что в породах шокшинской свиты, испытавших слабый динамометаморфизм, подобные листочки мусковита отсутствуют.

Отмечается перекристаллизация лейкоксена, продукта разложения обломочных титанистых минералов, в тонкие иголки рутила (табл. VI, 4). Возможно, что процесс образования рутила, так же как и мусковита, связан с подъемом температуры при динамометаморфизме.

Мономинеральные кварцито-песчаники с интенсивно развитыми структурами дифференциального скольжения

Несколько ниже водопада Мурнокаже, в обрыве, на правом берегу р. Важенки обнажаются очень сильно трещиноватые, розовато-серые и серые породы. В. М. Тимофеев (1927) эти породы описал как оталькованные разности. Они действительно шелковисты наощупь, но отличаются значительной прочностью, несколько уступающей обычным шокшинским кварцито-песчаникам. Распределение светлых зеленовато-серых участков и серовато-розовых свидетельствует о вторичном обесцвечивании породы, ранее представлявшей собой обычный шокшинский кварцито-песчаник; обесцвечивание приурочено в основном к трещинам скола. Несмотря на чрезвычайно интенсивное развитие структур дифференциального скольжения, никаких макроскопических признаков осланцевания не фиксируется, поэтому изучение породы производилось в неориентированных шлифах.

Под микроскопом наблюдаются обломочные зерна, как бы сцементированные параллельно и субпараллельно ориентированными листочками мусковита (табл. VII, 3). Подобная структура сформировалась в результате дифференциального перемещения всех без исключения обломочных зерен друг относительно друга под действием динамических напряжений.

Порода сложена преимущественно обломочными зернами кварца.

Обломки кремнистых пород и микрокварцитов составляют не более 1—2%. Кроме того, встречаются единичные псевдоморфозы каолинита и окислов железа по зернам полевых шпатов, аналогичных подобным образованиям, присутствующим в кварцито-песчаниках Шокшинского карьера (табл. VII, 6). Отмечаются также единичные листочки гидратизованного и мусковитизированного обломочного биотита, причем, как правило, ориентировка их удлинения не совпадает с ориентировкой новообразованных листочков мусковита структур дифференциального скольжения. Интенсивное развитие этих структур делает невозможным, по крайней мере в неориентированном разрезе, определение

изначального соотношения обломочных зерен и глинисто-слюдистого цемента.

Признаки эпигенетического преобразования в породе в значительной мере стерты последующим динамометаморфизмом. Лишь участками обломочные зерна конформно контактируют друг с другом. На некоторых зернах кварца отмечаются регенерационные каемки, отделенные от обломочных зерен тонкой оболочкой окислов железа. Наблюдается вовлечение регенерационных каемок в процесс образования структур дифференциального скольжения (табл. VII, 5).

Так же как и в вышеописанной разности, структуры дифференциального скольжения осложняют контактовые бластические соотношения между зернами и обнаруживают постепенные переходы к рекристаллизационно-грануляционным структурам.



Рис. 6. Термокровая фракции $<0,001$ мм кварцито-песчаника разреза водопада Мурнокаже

Оптическое изучение показало, что во фракции $<0,01$ и $0,001$ мм попадают тонкие, ярко интерферирующие удлиненные обломки слюдистых листочков с показателями преломления по $Ng' = 1,607$ и $Np' = 1,583$. Термографические кривые не обнаруживают сколько-нибудь заметных эффектов (рис. 6).

Высокое содержание K_2O (табл. 8), оптические константы, отсутствие эндотермических эффектов, характерных для гидрослюд, указывают, что слюдистый минерал, участвующий в формировании структур дифференциального скольжения, является мусковитом.

Результаты рентгеноструктурного анализа показывают, что фракция $<0,001$ мм действительно состоит в основном из диоктаэдрической слюды мусковитового типа (табл. 9). Как примесь присутствует каолинит, фиксируемый в шлифах под микроскопом, а также кварц, попавший в тонкую фракцию при дроблении породы.

Рефлексы с $\frac{d}{n} = 2,69 \text{ \AA}$ и $2,50 \text{ \AA}$, вероятно, обусловлены примесью гематита.

Образование мусковита связано лишь с перераспределением эпигенетически преобразованного глинисто-слюдистого вещества в процессе динамометаморфизма. Привнос вещества, по-видимому, полностью отсутствовал. Если бы, например, в породу привносился калий, то произошло бы замещение каолинитовых псевдоморфоз по полевым шпатам серицитом.

Слюдяные сланцы

Эти породы, безусловно, являются наиболее метаморфизованной разновидностью песчаных пород шокшинской свиты. Интенсивно рассланцованные породы присутствуют в разрезе водопада Мурнокаже в виде довольно мощных ($0,2-1$ м) зон, согласных с падением пластов. Сланцы характеризуются стально-серой окраской, тонкоплитчатым строением и при ударе раскалываются вдоль плоскостей сланцеватости на тонкие плитки. Обилие слюд придает плоскостям сланцеватости шелковистый блеск.

Таблица 8

Неполный химический анализ (%) тонких фракций

Фракция, мм	Na_2O	K_2O	FeO
$< 0,001$	0,55	6,30	0,40
$< 0,01$	0,26	7,50	0,43

**Межплоскостные расстояния и интенсивность отражений фракции
<0,001 мм (обр. № 1363)**

Ориентированный природный		Ориентированный, насыщенный гли- церинном		Прогретый при $t=550^{\circ}\text{C}$ в тече- ние двух часов		Ориентиро- ванный природный		Ориентированный, насыщенный гли- церинном		Прогретый при $t=550^{\circ}\text{C}$ в тече- ние двух часов	
Интен- сив- ность	$d, \text{Å}$	Интенсив- ность	$d, \text{Å}$	Интенсив- ность	$d, \text{Å}$	Интен- сив- ность	$d, \text{Å}$	Интенсив- ность	$d, \text{Å}$	Интенсив- ность	$d, \text{Å}$
6—5	10,1	5	10,2	5	10,1	2	2,275	2—1	2,289	2	2,271
4	7,2	5	7,2	—	—	2	2,203	1	2,208	1	2,203
3	4,97	4	5,1	3	5,1	5	2,132	4	2,144	3	2,120
6	4,50	2	4,52	4	4,50	1	2,066	1	2,070	1	2,074
4	4,27	3	4,31	3	4,26	5	1,983	5	2,001	4	1,997
1	4,12	—	—	—	—	1	1,895	1	1,898	—	—
3	3,91	2—1	3,95	2	3,92	4	1,813	3	1,814	4	1,810
2	3,73	1	3,78	2	3,73	1	1,733	1	1,738	1	1,731
—	—	5	3,57	—	—	1	1,704	—	—	—	—
3	3,49	1	3,53	3	3,48	2	1,664	3	1,666	4	1,659
10	3,34	10	3,35	10	3,34	2	1,641	3	1,650	—	—
3	3,20	2	3,23	3	3,20	1	1,619	1	1,611	1	1,605
4	2,99	4	3,01	4	2,99	1	1,598	—	—	—	—
3	2,87	3	2,87	3	2,87	1	1,558	—	—	1	1,562
2	2,79	2	2,81	1	2,80	2	1,539	3	1,541	4	1,537
1	2,69	1	2,69	2	2,68	5—4	1,502	3	1,504	4	1,502
10—9	2,57	3	2,59	5	2,57	—	—	2	1,452	1	1,448
1	2,50	2	2,51	1	2,497	—	—	1	1,418	—	—
2	2,452	1	2,474	1	2,446	—	—	3	1,377	4	1,373
3	2,393	2	2,393	2	2,388	—	—	3	1,350	—	—
1	2,333	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Первоначально порода слагалась обломочными зернами кварца размером 0,05—0,2 мм, которые были цементированы, по-видимому, серицитовым цементом. Из акцессорных минералов отмечаются единичные зерна турмалина. В породе, вероятно, присутствовало значительное количество окислов железа, следы которых сохранились в виде оболочек — «рубашек» — вокруг некоторых обломочных зерен; большей же частью окислы железа преобразованы в магнетит.

Иногда отмечаются реликты регенерационных каемок вокруг обломочных зерен кварца. Аутигенный кварц, так же, как и обломочные зерна, преобразован процессами рассланцевания, что выражается в чрезвычайно интенсивном развитии структур дифференциального скольжения обломочных зерен относительно друг друга. Морфология этих структур изучалась в различных разрезах относительно плоскостей сланцеватости.

В шлифах, приготовленных поперек сланцеватости, «шиповидные», «бородатые» структуры отсутствуют. Листочки мусковита обычно не упираются в зерна, а обгибают их, создавая некоторое подобие очковых структур (табл. VII, 2). Очевидно, слюда и явилась тем основным субстратом, по которому осуществлялось дифференциальное скольжение обломочных зерен. Вместе с тем нередко наблюдается развальцевание и раздробление обломочного кварца и его регенерационных каемок, удлинение его вдоль сланцеватости (табл. VIII, 3). В сечениях, параллельных плоскостям сланцеватости, мы имеем дело с типичными «шиповидными» структурами (табл. VIII, 4), т.е. удлинённые узкие листочки мусковита упираются в зерна кварца и как бы шиповидно врастают в них.

Сопоставление наблюдаемой картины с вышеописанным сечением приводит к убеждению, что субпараллельное расположение листочков мусковита в плоскостях, параллельных сланцеватости пород, характеризует собой как бы следы микроборозд скольжения зерен, располагавшихся выше плоскости шлифа по поверхности наблюдаемых зерен. Способность слюдястых минералов совершенно ориентироваться по плоскости (001) (Елисеев, 1953) и, по-видимому, повышение температуры обусловило формирование удлиненных листочков мусковита, ориентированных в направлении скольжения.

С динамометаморфизмом связаны некоторые новообразованные минералы. Отмечается регенерация зерен турмалина, которые обрастают более слабоокрашенной каемкой, иногда с шиповидно ограниченными выростами. Окислы железа преобразовались в хорошо окристаллизованные кристаллики магнетита размером 0,01—0,1 мм, нередко вытянутые в направлении дифференциального скольжения.

Разрез ущелья Генсой-сельга

В ущелье Генсой-сельга обнажаются мелко- и среднезернистые сливные кварцито-песчаники розового и малинового цвета, типичные для первой пачки нижней подсвиты. Лишь иногда отмечаются тонкие прослой конгломератов с галькой кварца. Кливаж и рассланцевание проявлены заметно слабее по сравнению с вышеописанным разрезом.

Выделяются следующие основные типы пород:

1. Мономинеральные кварцито-песчаники с регенерационным кварцевым цементом, частично бластически перекристаллизованные.
2. Осланцованные мономинеральные кварцито-песчаники.

Мономинеральные кварцито-песчаники с регенерационным кварцевым цементом, частично бластически перекристаллизованные

Весь огромный разрез ущелья в основном сложен чрезвычайно однородными мелко- и среднезернистыми, розовыми и малиновыми кварцито-песчаниками, по своему облику очень близкими к породам Шокшинского карьера. Разрез представляет собой чередование пачек мощностью 1—5 м с горизонтально-слоистыми и волнистослоистыми текстурами. На плоскостях напластования обычно наблюдаются прекрасно выраженные знаки ряби. Горизонтальная и волнистая слоистость обусловлены чередованием слоев и различным содержанием окислов железа в них.

Описываемые породы сложены более чем на 95% кварцем. Кроме того, присутствуют единичные обломки кремнистых пород и микрокварцитов (роговиков). Акцессорные минералы содержатся в очень незначительном количестве и представлены цирконом и турмалином.

Породы характеризуются средне- и мелкозернистым сложением и хорошей сортированностью обломочного материала. Обломочные зерна окатанные и полуокатанные. Почти все зерна окружены оболочками, состоящими из окислов железа, иногда значительно обогащающими некоторые микрослойки.

В некоторых образцах часть поровых промежутков выполнена яркointерферирующим крупночешуйчатым серицитом, нередко с вермикулитовым строением. В очень незначительном количестве, почти во всех образцах в мелких поровых пространствах присутствует каолинитоподобный минерал.

Динамометаморфизм кварцито-песчаников ущелья Генсой-сельга проявлен заметно слабее по сравнению с породами, обнажающимися

у водопада Мурнокаже, что, по-видимому, связано со значительно меньшей дислоцированностью толщи. Вследствие этого эпигенетические преобразования кварцитов, предшествующие динамометаморфизму, восстанавливаются довольно отчетливо.

Большая часть обломочных зерен конформно контактируют друг с другом. Освободившаяся при развитии конформных структур растворения кремнекислота переотложилась в виде регенерационных каемок на зернах обломочного кварца. В микропрослоях, обогащенных окислами железа, интенсивно развиты микростилолитовые структуры, причем микростилолитовые поверхности растворения отчетливо секут ранее сформировавшиеся конформно-регенерационные структуры (табл. VIII, 6).

Каолинитоподобный минерал, присутствующий в породе в смеси с ярконтрферирующими слюдами типа серицита, ввиду его крайне низкого содержания точно идентифицировать не удалось. Не исключено, что так же, как и в породах скважины у озера Лососиное, он на самом деле является диоктаэдрическим хлоритом. Агрегат вермикулитоподобных выделений этого минерала каолинового облика обычно присутствует в поровых пространствах между зернами, нередко «запечатываясь» регенерационным кварцем (табл. VIII, 5).

Некоторые поровые пространства выполнены агрегатами ярконтрферирующего серицита, сформировавшегося, по-видимому, за счет распада обломочных слюд. Иногда отмечаются хорошо окристаллизованные новообразованные листочки мусковита, формирование которых, очевидно, связано с подъемом температур в процессе динамометаморфизма.

Из других новообразований следует отметить регенерацию обломочных зерен турмалина, которые обрастают мелкими (0,01—0,03 мм) прозрачными кристалликами с прекрасно выраженными гранями.

Динамометаморфизм проявился прежде всего в формировании структур рекристаллизационно-грануляционного бластеза.

Рекристаллизация захватывает как периферические части конформно контактирующих зерен, так и их регенерационные каемки (табл. VIII, 4 и IX, 4, 5). Однако, несмотря на значительное осложнение контуров, форма большинства обломочных зерен выступает очень отчетливо. На первый взгляд кажется, что структуры дифференциального скольжения в описываемых породах развиты сравнительно слабее. Это происходит вследствие почти полного отсутствия между смещавшимися друг относительно друга обломочными зернами параллельно ориентированных листочков серицита, являющихся обычно наиболее ясно различимой составляющей структур дифференциального скольжения. Однако, при внимательном изучении, между многими обломочными зернами удается обнаружить своеобразные контактовые сочленения, характеризующиеся очень тонкими веретенообразными, параллельными между собой бороздками на кварцевых зернах, ориентированными нормально или под углом к поверхности смещавшихся зерен. Почти полное отсутствие листочков серицита в структурах дифференциального скольжения, по-видимому, можно объяснить низким содержанием глинистых компонентов в окисной пленочке, обволакивающей обломочные зерна, а также дефицитом калия в породах.

Осланцованные мономинеральные кварцито-песчаники

В ущелье Генсой-сельга, на лезом берегу р. Важенки, среди сливных кварцито-песчаников с горизонтальной и волнистослоистой текстурой стмечаются осланцованные прослои мощностью около 5—10 см. Сланцеватость осложняет первичную волнистослоистую текстуру пород, обусловленную чередованием микропрослоев с различным содержанием окислов железа. Сланцеватость сечет также волнистослоистые текстуры;

плоскости ее направлены по отношению к горизонтальной слоистости контактирующих пород под углом 30—35°. На поверхностях осланцевания наблюдаются отчетливые борозды скольжения, характеризующиеся очень тонким, почти микроскопическим строением. На поперечном срезе обнаруживаются участки волокнистого сложения, более светлые по сравнению с коричневато-бурой окраской основной массы породы. Отдельные вслокиа, так же как и сланцеватости, образуют с выше- и нижележащими прослоями угол 30—35°.

При изучении под микроскопом породы обнаруживают исключительно сложное гетерогенное строение. Исследование пород проводилось в трех ориентированных разрезах: 1) нормально к сланцеватости, параллельно бороздам скольжения, 2) параллельно сланцеватости и 3) нормально к бороздам скольжения.

В первом разрезе значительная сложность структур в породе вызвана, по-видимому, тем, что осланцевание наложено на исходно неомогенную породу с волнистослоистой текстурой. Дифференциальная устойчивость различных микрослоек к процессам осланцевания привела к сложному чередованию участков пород, по крайней мере, трех структурных типов: а) с эпигенетическими, преимущественно конформно-регенерационными структурами, совершенно не затронутыми процессами динамометаморфизма; б) с лепидобластовой структурой; в) со структурами дифференциального скольжения в обычном понимании. Наблюдения показывают, что последний тип структуры является как бы переходным между типичными эпигенетическими и типичными метаморфогенными (лепидобластическими) структурами.

Лепидобластические структуры образовались в результате осланцевания наименее устойчивых некомпетентных слоев. Замечательно, что эти волокнистые образования во всех участках породы сохраняют приблизительно один и тот же угол с горизонтальной слоистостью. Там, где направление волокнистости лепидобластических структур совпадает с пространственным положением крыла волнистого микрослоя, образуются плоскости сланцеватости размером до 2—5 см. В других же участках крыло волнистого микрослоя ориентировано нормально или под острым углом по отношению к волокнистости лепидобластических структур. В этом случае последние резко «затухают», упираясь иногда в микропрослой с прекрасно сохранившейся эпигенетической (конформно-регенерационной) структурой (табл. IX, 1). Нередко эти четкие соотношения смазаны, и в породе интенсивно развиваются обычные структуры дифференциального скольжения, лишь частично преобразующие эпигенетическую структуру породы.

Изучение участков породы с сохранившимися эпигенетическими структурами позволяет восстановить первичные литологические признаки и процессы эпигенетического преобразования (табл. IX, 1).

Порода сложена преимущественно обломочными зернами кварца. Присутствуют также единичные зерна микрокварцитов и аксессуарных минералов — циркона и турмалина. Обломочные зерна окаваны и полукатаны, размер их колеблется от 0,05 до 0,5 мм. Сложение породы неравнозернистое. В одних микропрослоях преобладает фракция 0,1—0,25 мм, в других 0,2—0,4 мм. Все обломочные зерна заключены в оболочку, состоящую из окислов железа. В некоторых микропрослоях окислы железа обильны и цементируют обломочные зерна. Как уже указывалось, порода характеризуется конформно-регенерационными структурами, сформированными в стадию эпигенеза в результате переотложения кремнекислоты, освободившейся при растворении обломочных зерен под давлением. В участках породы с обильными окислами железа обломочные зерна интенсивно фестончато корродированы, особенно на контакте с микрослоями, резко обогащенными окислами железа.

В некоторых породах, выполненных аутигенным кварцем, сохранились реликтовые участки, состоящие из мелкочешуйчатого яркоинтерферирующего серицита.

Не исключено, что в участках с лепидобластическими структурами содержание серицита было значительно выше, чем в микрослойках, не подвергшихся динамометаморфическому преобразованию. Это, по-видимому, обусловило расщепление микропрослоев, содержащих глинисто-слюдястый материал, который преобразовался в мусковит.

Участки с лепидобластическими структурами состоят из резко удлиненных (0,2—1 мм) развальцованных образований кварца с мозаичной структурой, чередующихся с вытянутыми, нередко волокнистыми листочками мусковита (табл. IX, 2). Густота прорастания мусковита участками очень велика; иногда кварц почти полностью отсутствует. Длина листочков мусковита нередко превышает 1—2 мм. Как уже отмечалось, развальцованные образования кварца и листочки мусковита резко, почти без всяких переходов упираются в микропрослой с конформно-регенерационной структурой. Зато совершенно постепенно лепидобластические структуры переходят в зоны интенсивного развития структур дифференциального скольжения. Крупные листочки мусковита (длиною до 1 мм) здесь нередко огибают обломочные зерна кварца, иногда образуя

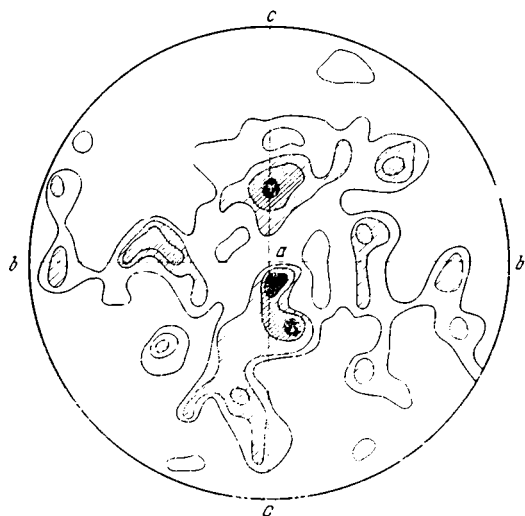


Рис. 7. Ориентированная диаграмма расщепленного кварцито-песчаника

Изолинии: 1—2—3—>4%

структуру, приближающуюся по облику к очковой. Между обломочными зернами кварца наблюдаются своеобразные сочленения, характерные для структур дифференциального скольжения. Расщепление кварцевого материала в этих зонах проявляется значительно слабее.

Во втором разрезе отчетливо наблюдаются лепидобластовые структуры, состоящие из стебельчатых образований кварца, имеющего мозаичное строение, и листочков мусковита. Участками в ткань лепидобластовой структуры включены неосланцованные обломочные зерна кварца. Между обломочными зернами отмечаются контакты типа структур дифференциального скольжения. В менее измененных участках породы в этом сечении наблюдаются очень интенсивно проявленные структуры дифференциального скольжения обычного облика, характеризующиеся «утыканием» листочков мусковита в обломочные зерна (табл. IX, 3).

В участках развития лепидобластовых структур наблюдаются обильные выделения магнетита, характеризующегося удлиненными, нередко скелетными кристаллическими сростками размером 0,05—0,3 мм (табл. IX, 6). Кристаллы магнетита вытянуты преимущественно в направлении удлинения образований кварца и листочков мусковита (что подтверждает связь формирования магнетита с процессами динамометаморфизма) и образовались за счет первоначально содержащихся в породе окислов железа. Кроме того, с магнетитом ассоциируют единичные прозрачные кристаллы гематита размером 0,05—0,1 мм, плеохроирующие в красных тонах. В третьем разрезе наблюдаются участки трех структурных типов. Эпигенетические соотношения между обломочными

зернами в основной массе породы очень отчетливы и выражаются преимущественно в формировании конформно-регенерационных структур. В участках, обогащенных окислами железа, отмечается интенсивное развитие микростилолитовых и фестончатых структур. Между отдельными обломочными зернами иногда отмечаются рекристаллизационно-градуляционные бластические контакты. В других участках между контактирующими зернами отмечаются сопряжения, характерные для структур дифференциального скольжения в разрезах, перпендикулярных бороздам скольжения.

Структуры дифференциального скольжения постепенно переходят в типичные лепидобластические структуры. Облик последних в описываемом разрезе чрезвычайно своеобразен. Они состоят из изометричных полигональных зерен кварца, разделенных листочками мусковита, ориентированными беспорядочно (табл. X, 1). Размер зерен кварца — 0,03—0,15 мм. Лепидобластическая структура, как уже указывалось, характеризует собой зоны интенсивного рассланцевания, чередующиеся (в изучаемом разрезе) со сравнительно слабо преобразованными участками, составляющими основную массу породы.

Петроструктурное изучение ориентировки оптических осей кварца в участках интенсивного развития лепидобластических структур показало, что в зонах рассланцевания порода представляет собой типичный тектонит (рис. 7). Сложный характер узора не позволяет однозначно идентифицировать тип дислокаций, приведших к осланцеванию породы. Максимум выходов оптических осей кварца в основном приурочен к центральным частям диаграммы, что свидетельствует о том, что осланцевание породы происходило в основном при простом скольжении (S-тектонит). Однако симметричное расположение двух основных максимумов относительно оси α заставляет предположить и элемент вращательного движения при осланцевании (R-тектонит).

ПОРОДЫ ВТОРОЙ ПАЧКИ НИЖНЕЙ ПОДСВИТЫ

Породы второй пачки известны лишь в одном месте — в районе дер. Педасельга, где они непосредственно подстилают силл габбро-диабазов. Рассматриваемый разрез видимой мощностью около 30 м сложен преимущественно слюдястыми сланцами темно-серого и черного цвета — метаморфизованными аргиллитами, алевролитами и слюдястыми алевролитами. С этими породами, образующими прослой мощностью 1—8 м, переслаиваются темно-серые с красноватым оттенком кварциты (мощность прослоев 0,5—5 м), являющиеся продуктом приконтактового изменения обычных кварцито-песчаников шокшинского типа. В них иногда различается отчетливая косая слоистость. В нижней части разреза отмечается прослой конгломератов мощностью около 0,5 м, сложенных преимущественно галькой кварца размером 0,3—5 см.

На контакте с интрузией породы разреза очень сильно перекристаллизированы. Метаморфизм их резко убывает по мере удаления от контакта, и на расстоянии 30 м отмечаются лишь слабые проявления приконтактового преобразования.

Среди пород разреза второй пачки выделяются следующие типы:

1. Кварциты и кварцито-песчаники с кварцевым цементом, ороговенные.
2. Мелкозернистые кварцито-песчаники с серицитовым, клинозитовым, цонзитовым и пренитозым цементом.
3. Слюдистые сланцы.

*Кварциты и кварцито-песчаники
с кварцевым цементом, ороговикованные*

Эти породы характеризуются чрезвычайно высокой прочностью и сливным обликом. Цвет их темно-серый с красноватым оттенком, и только на расстоянии до 20—30 м (по мощности) от контакта с интрузией они приобретают нормальные для кварцито-песчаников шокшинского типа розовато-серые и светло-розовые цвета. В нижней части разреза отмечается прослой конгломератов с кварцевой галькой; кварцито-песчаники, цементирующие гальки, ничем существенно не отличаются от обычных разностей.

Породы описываемого разреза претерпели чрезвычайно интенсивное преобразование под влиянием интрузии габбро-диабазов, в значительной мере уничтожившее не только первичные обломочные контуры зерен, но и следы эпигенетических изменений. Бластез пород особенно интенсивен непосредственно на контакте с интрузией. На расстоянии 10—15 м от него уже отчетливо различаются обломочные контуры зерен, а при удалении до 25—30 м отмечается лишь слабое проявление термального воздействия интрузии. Кварциты и кварцито-песчаники изначально были сложены более чем на 95% обломочными зернами кварца; кроме того, присутствуют обломки кремнистых пород и единичные зерна аксессуарных минералов — циркон и турмалин. Обломочные зерна характеризовались полуокатанными и окатанными формами и размерами от 0,1 до 0,5 мм при преобладании фракции 0,2—0,4 мм.

Непосредственно в контакте с габбро-диабазами на расстоянии до 7—4 м кварцито-песчаники почти полностью перекристаллизованы и превращены в кварцит с роговиковой структурой (табл. X, 2). Однако изначальные контуры обломочных зерен сохранились и отчетливо различимы при одном никеле по тонким каемочкам окислов железа (табл. X, 3). При сравнении этой первичной структуры породы с новообразованной роговиковой, отчетливо наблюдаемой в скрещенных николях, становится очевидным, что границы оптически единых кварцевых индивидов в роговиковом агрегате уже не соответствуют границам обломочных зерен. Новообразованные кварцевые индивиды обычно мельче первичных обломочных зерен. В то же время некоторые, преимущественно крупные обломочные зерна кварца сохраняют без изменений свою оптическую ориентировку или же преобразованы лишь с краев.

Механизм формирования бластической структуры породы становится ясным при изучении разностей, более удаленных от контакта, в которых термальный метаморфизм проявился лишь в незначительной степени. Здесь нередко наблюдается, что на границе тесно сопряженных по конформной поверхности, или же спаянных регенерационным кварцем обломочных зерен, развивается своеобразный частичный «переход» оптической ориентировки одного обломочного зерна в другое (табл. X, 4). Механизм этого явления мы попытаемся объяснить в следующем разделе. Здесь только следует отметить очевидный факт, что бластическая перекристаллизация породы происходила в твердом состоянии, развиваясь во вполне литифицированных кварцито-песчаниках с регенерационным кварцевым цементом, вероятно, почти полностью лишенных поровых промежутков. Это подтверждается, во-первых, сохранностью реликтов железистых каемок обломочных зерен в роговиковом агрегате; во-вторых, вовлечением в процесс преобразования регенерационных кварцевых каемок, сформированных в стадию эпигенеза (табл. X, 5).

В породах, наиболее удаленных от контакта (до 30 м по разрезу) и лишь в незначительной мере затронутых термальным воздействием, отмечаются искаженные микростилолитовые контакты между зернами; шипы в этих структурах искривлены и как бы оплавлены (табл. X, 6).

Этот факт также указывает на то, что контактовый метаморфизм воздействовал на сформированные породы — кварцито-песчаники с конформно-регенерационными структурами, а участками с микростилолитовыми контактами между зернами.

Описываемые породы подверглись воздействию не только контактового метаморфизма, но и динамометаморфизма. Последний проявился в широком развитии полосок Бёма в кварце, а также в «смятии» некоторых зерен кварца. Полоски Бёма отмечаются не только в обломочных зернах кварца и в их регенерационных каемках, но и в кварцевых индивидах новообразованного роговикового агрегата (табл. XI, 1). Следовательно, стрессовые напряжения являются более поздними по сравнению с временем внедрения интрузии. В то время, как зонки волнистого угасания при «смятии» кварца нередко переходят из одного зерна в другое, полоски Бёма строго ограничиваются оптически едиными кварцевыми индивидами. Это свидетельствует о тесной связи полосок Бёма с кристаллографическими элементами кварца.

Экзоконтактовое воздействие интрузии на породы привело, кроме того, к формированию ряда минеральных новообразований. Непосредственно в приконтактной области, в бластически перекристаллизованном кварците наблюдаются участки скопления железистых минералов, чешуек хлорита и кристалликов апатита. Железистые минералы представлены магнетитом, сформированным за счет содержащихся в породе окислов железа. Магнетит присутствует в виде изометричных и несколько удлиненных кристалликов размером 0,005—0,02 мм. Вероятно, темно-серый цвет породы обусловлен переходом гематита в магнетит. Кристаллики апатита — короткопризматические, боченовидные, гексагональные на поперечных срезах — имеют размеры того же порядка и характеризуются очень низким двупреломлением (вероятно, представлены карбонат-апатитом). Хлорит присутствует в виде чешуек размером 0,01—0,1 мм. Он бесцветен, с высоким двупреломлением (желтовато-белые тона, слегка аномальные). Помимо того, в незначительном количестве отмечается серпичит обычного типа.

На расстоянии 5—10 м от контакта в кварцитах отмечаются округлые образования размером 0,2—0,8 мм, сложенные в основном мусковитом, бесцветным хлоритом и роговиковым кварцем, а также иногда клиноцоизитом. Они составляют до 15—20% объема породы. Нередко эти образования имеют концентрическое строение (табл. XI, 2), причем в центральных частях отмечаются реликтовые участки незамещенного кварца и даже зерна циркона. Клиноцоизит, отмечающийся в округлых образованиях, характеризуется мелкокристаллическим сложением и резко выраженной аномальной интерференционной окраской.

На удалении 15 м от контакта и далее хлорит и цоизит в породах отсутствуют. Отмечаются мельчайшие (0,002—0,01 мм) кристаллики магнетита, вероятно, сформированные за счет окислов железа, содержащихся в породе (табл. XI, 5). Регенерационный кварц и периферические части зерен прорастают очень мелкими разобщенными чешуйками серпичита, нередко с правильной огранкой (табл. XI, 3). Обломочные слюды, содержащиеся в породе, подвергаются своеобразным изменениям; они интенсивно раздуваются вследствие гидратации и фестончато, по сферическим поверхностям глубоко корродируют обломочные зерна кварца (табл. XI, 4). В некоторых участках пород к контакту между зернами приурочены мелкие короткопризматические кристаллики рутила (табл. XI, 6).

Эти породы образуют маломощные прослои и линзочки в пачках черных сланцеподобных пород. В отличие от темных афанитовых сланцев, мелкозернистые кварцито-песчаники характеризуются зернистым изломом и более светлой окраской. Мелкозернистые кварцито-песчаники присутствуют преимущественно в средней части разреза. Породы, сравнительно мало удаленные от контакта (5—10 м), претерпели значительное преобразование — цементацию клиноцоизитом и пренитом, а также бластез. Однако их реликтовая обломочная структура распознается достаточно хорошо. Кварцито-песчаники сложены зернами кварца и единичными обломками кремнистых пород размером 0,05—0,20 мм при преобладании фракции 0,10—0,15 мм. В породах, удаленных от контакта на расстояние более 20 м, около 10—15% объема составляет серицитовый цемент. В приконтактных разновидностях серицит полностью замещен клиноцоизитом и пренитом.

Зерна кварца в этих разновидностях претерпели незначительный бластез, преобразовавшийся преимущественно периферические их части. Клиноцоизит и пренит в тесном срастании друг с другом в поровых промежутках образуют ксеноморфные выделения. Пренит характеризуется высокой интерференционной окраской, прямым угасанием, двуосен, отрицателен. Среди новообразований пренит преобладает, составляя 60—70% цемента породы. Клиноцоизит, характеризующийся высоким рельефом и резко выраженной аномальной интерференционной окраской, обычно образует включения в массе пренита, реже выполняет отдельные поры в породе.

В некоторых участках породы отмечаются выделения ярко-зеленого хлорита, сильно корродирующего обломочный кварц.

На расстоянии 10—15 м от контакта рассматриваемые породы сцементированы преимущественно новообразованным мусковитом, но часть поровых пространств выполнена цоизитом, переполненным включениями серицита с низкой интерференционной окраской (в серых тонах) и окислов железа. Мусковиту свойственны пластинчатые формы выделения размером 0,1—0,2 мм, совершенная спайность, прямое угасание и высокая интерференционная окраска. В массе цоизита иногда отмечаются новообразованные, довольно крупные (0,1—0,2 мм) изометрические кристаллы апатита, с несколько округленными, как бы оплавленными гранями.

На расстоянии 15—20 м от контакта цоизит, пренит и апатит постепенно исчезают, и порода сцементирована лишь серицитом с многочисленными включениями мельчайших (0,01—0,02 мм, иногда до 0,1 мм), изометрических кристалликов магнетита, сформированных, по-видимому, за счет изначально содержащихся в породе окислов железа.

Слюдистые сланцы

К этой разновидности мы относим черные сланцеподобные породы с афанитовым сложением, обнажающиеся в верхних и средних частях разреза, где они тонко пересланцаются с вышеописанными разновидностями.

Породы интенсивно преобразованы под воздействием габбро-диабазов, но все же о первичной их структуре можно судить довольно определенно. Изначально слюдистые сланцы были представлены аргиллитами, алевроитистыми аргиллитами и тонкозернистыми алевролитами. Метаморфизм интенсивно преобразовал лишь глинистые минералы; обломочные зерна кварца практически не изменены. Глинистая составляющая

пород перекристаллизована в основном в крупночешуйчатый серицит. Чешуйки его удлинены по слоистости и одновременно угасают. В массе серицита неравномерно, пятнами разбросаны чешуйчатые выделения биотита размером 0,05—0,2 мм, плеохроирующего в коричневых тонах. С биотитом обычно ассоциируют четкие пластинчатые образования мусковита, достигающие в длину 0,2—0,3 мм, отчетливо идиоморфные по отношению к биотиту (табл. XII, 1). В массе породы, кроме того, равномерно рассеяны мелкие удлиненные кристаллики рутила.

Из новообразований присутствуют сравнительно крупные (0,1—0,3 мм), обычно удлиненные выделения апатита. Интересно отметить, что кристаллы апатита располагаются своим удлинением по слоистости породы. В некоторых прослоях апатит составляет до 10—15% объема породы.

В ряде прослоев в массе серицита наблюдаются округлые образования диаметром 0,07—0,15 мм, как бы просвечивающие сквозь серицит и придающие породе характерный пятнистый облик. Как показали измерения показателей преломления, эти выделения представлены новообразованным кварцем, густо проросшим серицитом.

ПОРОДЫ ПЕРВОЙ ПАЧКИ ВЕРХНЕЙ ПОДСВИТЫ

Породы первой пачки верхней подсвиты вскрыты двумя скважинами — в районе ст. Деревянка и у дер. Кривое Колено. Разрез скважины в районе ст. Деревянка, по-видимому, представляет самую нижнюю часть пачки, если предположить, что на этом участке габбро-диабазы действительно внедрились по контакту между нижней и верхней подсвитой. Как уже указывалось, габбро-диабазы подстилаются мощными прослоями сланцев, первоначально, до метаморфизма, представлявшими собой глинистые породы.

В разрезе у ст. Деревянка также присутствуют прослои изначально глинистого состава, причем количество их заметно возрастает вниз по разрезу. Можно предположить, что эта скважина вскрыла толщу пород, располагающихся непосредственно выше интрузии, что подтверждается ее структурным положением (см. рис. 1), а также характером постседиментационного преобразования, в котором ощущается влияние тепла интрузии.

Породы, вскрытые скважиной у дер. Кривое Колено, по-видимому, отвечают более высоким частям разреза первой пачки верхней подсвиты. Они представлены преимущественно среднезернистыми розовато-серыми и красновато-коричневыми кварцито-песчаниками, массивными, но нередко тонкослоистыми. Слоистость обусловлена чередованием прослоев среднезернистых кварцито-песчаников (0,5—3 см) с микропрослоями мелкопесчаного и алевроитового сложения, обогащенными окислами железа (1—3 мм). Для разреза первой пачки, вскрытого скважиной у дер. Кривое Колено, очень характерны отдельные прослои железистых микалитов мощностью 1—3 см, красновато-коричневого цвета, иногда с лиловыми оттенками.

Разрез, вскрытый скважиной в районе ст. Деревянка

Верхняя часть разреза сложена розовато-серыми кварцито-песчаниками шокинского типа, преимущественно массивными, на некоторых участках микрослоистыми. Постепенно, к низу разреза его характер меняется. Нижняя часть представлена чередованием тонкослоистых и волнистослоистых пачек мощностью 0,5—1,5 м. Слоистость в этих пачках обусловлена чередованием прослоев мелкозернистых кварцито-песчани-

ков (1—5 см) и микропрослоев слюисто-железистого состава (1—10 мм). На плоскостях напластования обычны знаки ряби и трещины усыхания.

Выделяются следующие типы пород:

1. Мономинеральные среднезернистые кварцито-песчаники с регенерационным кварцевым цементом.
2. Мономинеральные мелкозернистые кварцито-песчаники и алевро-песчаники с серицит-пирофиллитовым цементом.
3. Железисто-пирофиллитовые сланцы.

Мономинеральные среднезернистые кварцито-песчаники с регенерационным кварцевым цементом

Описываемые породы характеризуются сливным строением, блестящим изломом, очень высокой прочностью и отличаются от типичных шокшинских кварцито-песчаников лишь несколько более блеклыми, розовато-серыми, иногда с сиреневым оттенком, окрасками. Кварцито-песчаники с регенерационным цементом слагают менее 50% разреза, чередуясь с прослоями мелкозернистых песчаников и алевро-песчаников, а также железисто-пирофиллитовых сланцев.

Породы отличаются исключительной мономинеральностью; зерна кварца составляют более 99% обломочной части. Обломки кремнистых пород различной степени раскристаллизации, а также единичные зерна окварцованных эффузивов составляют, соответственно, менее 1%. В породе отмечаются также единичные зерна аксессуарных минералов — циркона и турмалина. Глинистые минералы и обломочные слюды полностью отсутствуют.

Кварцито-песчаники характеризуются среднезернистым сложением и хорошей сортированностью ($S_0=1,23$). Форма слагающих породу зерен в основном полуокатанная; реже отмечаются окатанные и окатанно-угловатые зерна. Как и во всех кварцито-песчаниках шокшинского типа, вокруг обломочных зерен отмечаются тонкие глинисто-железистые каемки.

Эпигенетическое преобразование породы привело к возникновению конформно-регенерационных структур. Конформные структуры растворения развиты сравнительно слабо (табл. XII, 2). Подсчеты показали, что конформные контакты составляют всего 22—25% всех контактов между обломочными зернами. Кроме того, длина конформных контактов незначительна, что свидетельствует о слабом взаимном растворении контактирующих зерен. Количество же аутигенного кварца, регенерирующего обломочные зерна, достигает 20%. По-видимому, растворенной внутри данных пластов кремнекислоты было недостаточно для формирования регенерационного кварца и следует допустить привнос кремнекислоты из соседних пластов.

Инкорпорационные и микростолитовые структуры растворения практически отсутствуют.

В некоторых разновидностях описываемых пород довольно интенсивно проявлены процессы динамометаморфизма. В ряде образцов отмечается широкое развитие структур дифференциального скольжения. Характерна субпараллельная ориентировка структур скольжения; нередко контакты со структурами скольжения обособляются в плоскости скольжения, по которым целые группы зерен скользят относительно друг друга (табл. XII, 3). Внешний облик структур дифференциального скольжения обычен; наблюдаются параллельные листочки серицита, расположенные перпендикулярно к контакту между обломочными зернами, или секущие его под острым углом. В этой же зоне наблюдаются пластинчатые образования кварца, параллельные листочкам серицита

и разобщенные ими. В ряде случаев структуры дифференциального скольжения не сопровождаются интенсивным развитием серицита (что, вероятно, связано с изначальным отсутствием глинистого вещества между взаимно скользящими зернами), и тогда представляется возможность установления морфологии контактов кварцевых зерен в структурах дифференциального скольжения. Эти контакты нередко характеризуются типичным микростилолитовым обломком (табл. XII, 4). Псевдомикростилолитовая структура таких контактов, очевидно, обусловлена срезом под острым углом (плоскостью шлифа) микроборозд скольжения, образующихся на поверхности смещающихся друг относительно друга обломочных зерен.

В других разновидностях отмечается интенсивное развитие смятия кварцевых зерен, сопровождающееся образованием полосок Бёма (залеченных трещинок с цепочками пузырьков жидкости), а также возникновение зон волнистого угасания, иногда приобретающих облик микроклиновых решеток. В ряде случаев отмечается в отдельных зонах грануляция обломочных зерен, особенно отчетливо проявленная в их периферических частях (табл. XII, 5). В участках породы с интенсивным развитием структур дифференциального скольжения обычно отсутствует заметное смятие кварцевых зерен и их грануляция. Вероятно, напряжение стресса в породе разряжалось двумя способами — или путем дифференциальных подвижек зерен (механическая деформация породы), или же путем смятия и грануляции кварцевых зерен (пластическая деформация). Следовательно, интенсивное развитие структур дифференциального скольжения исключает значительную пластическую деформацию кварцевых зерен.

Другая форма деформации обломочного и аутигенного кварца — так называемые полоски Бёма (параллельные цепочки пузырьков жидкости) — очень характерна для описываемых пород и развита почти во всех образцах (табл. XII, 6, 7).

Мономинеральные мелкозернистые кварцито-песчаники и алевропесчаники с серицит-пирофиллитовым цементом

Эти породы характеризуются менее сливным сложением по сравнению с вышеописанными кварцито-песчаниками. Они мелкозернисты, излом неровный, матовый. Цвет пород серый, с розоватым оттенком. Мелкозернистые песчаники и алевропесчаники тонкослоисты, иногда волнистослоисты. Слоистость обусловлена тонкими (0,5—2 мм) пропластками, обогащенными слюдястым материалом и окислами железа. Породы очень характерны для разреза; они переслаиваются с тонкими прослоями железисто-пирофиллитовых сланцев и более мощными кварцито-песчаников.

Песчаники и алевролиты состоят преимущественно из обломочных зерен кварца. Полевые шпаты отсутствуют. Обломки кремнистых пород, а также окварцованных эффузивов составляют менее 1%. Зерна акцессорных минералов — циркон и турмалин — единичны. В несколько большем количестве присутствует магнетит в виде изометричных полукатаных обломочных зерен размером 0,05—0,2 мм.

Глинисто-слюдястый цемент составляет от 10 до 25% породы. В большинстве образцов цемент состоит почти нацело из разложившихся и полуразложившихся обломочных слюд, преобразованных столь сильно, что первичная их природа неустановима. Сплошные каемки окислов железа вокруг обломочных зерен также отсутствуют; они прерывисты и состоят из мельчайших (менее 0,001 мм) кристалликов гематита.

Породы сложены зернами алевроитовой и мелкопесчаной размерности. Преобладающей обычно является фракция 0,05—0,15 мм. Однако в

породах присутствует довольно много, иногда до 10%, зерен размером 0,20—0,50 мм. Сортированность пород средняя ($S_0=1,41$). Изначальная форма обломочных зерен не устанавливается, так как в мелкозернистых песчаниках и алевролитах очень интенсивно развита конформация зерен. В отличие от среднезернистых кварцито-песчаников, в описываемой разновидности почти все контакты являются конформными, сформировавшимися в результате процессов растворения под давлением (табл. XIII, 1). В микрослойках, обогащенных окислами железа и слюдястыми минералами, развиты микро-стилолитовые структуры. Интенсивное развитие структур растворения не сопровождается значительным развитием аутигенного кварца. По-видимому, большая часть кремнекислоты выносилась в соседние пласты.

Таблица 10

Неполный химический анализ (%) тонких фракций

Образец, №	Фракция, мм	Na ₂ O	K ₂ O	FeO
2053	<0,001	0,34	3,20	0,18
2053	<0,01	0,15	2,50	Нет
2052	<0,001	0,43	4,00	0,10
2052	<0,01	0,18	2,82	0,15

Обломочные слюды в породах претерпели интенсивные и чрезвычайно своеобразные изменения. Будучи в большинстве случаев довольно плотно зажатыми между обломочными зернами, они все же гидратируются,

причем концы листочков часто оказываются негидратированными, в то время, как средние их части сильно раздуваются, глубоко фестончато по полусферическим поверхностям корродируя обломочный кварц (табл. XIII, 2). Преобразованные слюды сохраняют высокую интерференционную окраску. Регенерационные кварцевые каемки нередко прорастают мельчайшими, менее 0,001 мм, удлиненными пластиночками светлой слюды с правильной огранкой.

Исследования отмученных тонких фракций показали, что цемент, сформировавшийся за счет разложения обломочных слюд, имеет сложный минералогический состав.

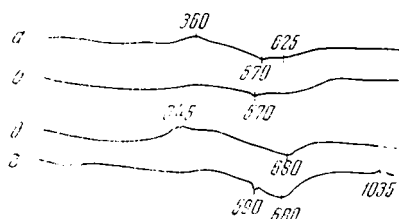


Рис. 8. Термокривые фракции <0,001 мм мелкозернистых кварцито-песчаников (а, б) и железисто-пирофиллитовых сланцев (в, г) разреза скв. у ст. Деревянка

Содержание K_2O в тонких фракциях описываемых пород ниже по сравнению с обычными породами шокшинского типа (табл. 10).

Термокривые обр. 2052, наиболее богатого щелочами, не обнаруживают сколько-нибудь заметных термоэффектов (кроме небольшого эндотермического минимума, связанного с примесью кварца) и приближаются по типу к обычным серицитовым кривым (рис. 8, 1). Термокривые обр. 2053 характерны для пирофиллита (довольно отчетливый эндотермический эффект около 680°).

Следует отметить, что в отмученном обр. 2053 содержалось большое количество микропрослоев железисто-пирофиллитовых сланцев, описание которых приводится ниже. По-видимому, слюдястые минералы, слагающие эти микрослои, являются в основном пирофиллитом, а своеобразные продукты разложения обломочных слюд в описываемых породах имеют гидрослюдястую природу.

Рентгеноструктурный анализ обр. 2053 подтверждает, что фракция <0,001 мм состоит из диоктаэдрической слюды мусковитового типа и в основном пирофиллита (табл. 11). Кроме того, отмечается незначитель-

**Межплоскостные расстояния и интенсивность отражений фракции
< 0,001 мм (обр. 2053)**

Ориентированный природный		Прогретый при $t=600^\circ$ в течение двух часов		Ориентированный природный		Прогретый при $t=600^\circ$ в течение двух часов		Ориентированный природный		Прогретый при $t=600^\circ$ в течение двух часов	
Интенсивность	$d, \text{Å}$	Интенсивность	$d, \text{Å}$	Интенсивность	$d, \text{Å}$	Интенсивность	$d, \text{Å}$	Интенсивность	$d, \text{Å}$	Интенсивность	$d, \text{Å}$
1	13,8	2	14,02	3	2,69	3	2,68	—	—	1	1,556
6	10,1	3	10,2			2	2,59	3	1,537	4—3	1,532
6	9,1	5	9,2	4	2,55	3	2,51	—	—	1	1,511
2	7,2		—	3	2,409	3	2,436	3	1,483	1	1,482
4	5,0	4	5,0	3	2,285	3	2,275	1	1,448	2	1,450
5	4,6	5	4,7	1	2,221	2	2,203	1	1,420	2	1,403
	—	2	4,46	4	2,120	4	2,120	5	1,375	4	1,373
4	4,28	4	4,24	2	2,062	1	2,066	1	1,348	—	—
1	3,91	1	3,94	5	1,990	4	2,001	1	1,334	1	1,332
1	3,72	2	3,76	2	1,889	2	1,898	1	1,310	1	1,308
2	3,53	2	3,53	4	1,830	—	—	2	1,286	2	1,285
10	3,34	10	3,34	4	1,807	4	1,810			1	1,264
1	3,20	1	3,22	—	—	1	1,751			3	1,252
10	3,06	10	3,10	1	1,728	1	1,713			1	1,227
1	2,97	1	2,99	2	1,687	—	—			3—2	1,200
2	2,87	3	2,88	5	1,641	6	1,659			3—2	1,181
2	2,78	1	2,78	1	1,596	1	1,598				

ное содержание хлорита, сходного по своей структуре с диоктаэдрическим хлоритом, обнаруженным в породах разреза скважины у озера Лососиное.

Как уже отмечалось, существенно изменены также окислы железа, вероятно, изначально обволакивавшие обломочные зерна в виде сплошной оболочки — «рубашки» — в смеси с глинистыми минералами. Окислы железа преобразуются в очень мелкие (0,001—0,005 мм), но вполне вкристаллизованные изометрические кристаллики магнетита и гематита; цепочки этих кристалликов обычно прослеживаются вдоль поверхностей обломочных зерен (табл. XIII, 5). Первичные титанистые минералы, в незначительном количестве содержащиеся в породе, полностью преобразованы в лейкоксен, выполняющий некоторые поровые пространства.

Таким образом, в описываемых породах присутствуют чрезвычайно специфические новообразования слюдистых минералов, магнетита, гематита и анатаза. Совершенно идентичные по морфологии аутигенные минералы отмечались в шокшинских породах разреза дер. Педасельги на контакте с интрузией габбро-диабазов.

Динамометаморфизм проявлен преимущественно в формировании структур дифференциального скольжения. Реже отмечаются полосы Бёма, а также «смятие» зерен кварца.

Железисто-пироксилитовые сланцы

Описываемые породы встречаются в виде тонких (1—5 мм) прослоев, чередующихся обычно с мелкозернистыми песчаниками и алевролитами, и характерны преимущественно для нижней половины разреза. Как показали исследования, первоначально железисто-пироксилитовые сланцы были представлены глиной с высоким содержанием окислов же-

леза. В эпигенезе порода подверглась интенсивному преобразованию. Макроскопически сланцы представлены породой глинистого облика, очень плотной и прочной. Цвет породы темно-коричневый с красноватым оттенком. Поверхности наложения, к которым приурочены микропрослой железисто-пирофиллитовых сланцев, обычно характеризуются знаками ряби или трещинами усыхания.

Породы сложены в основном чешуйчатым яркоинтерферирующим пирофиллитом, в массе которого рассеяны многочисленные мельчайшие зернышки гематита (табл. XIII, 3). Пирофиллитовая природа слюдястого минерала установлена при изучении тонких фракций.

Как показал неполный химический анализ, в описываемых породах содержание K_2O очень низко (табл. 12).

На термокривой фракции $<0,01$ мм отмечается отчетливый эндотермический эффект при температуре около 680° , что также соответствует пирофиллиту (рис. 8, 2).

Результаты рентгеноструктурных исследований показывают, что фракция $<0,001$ мм состоит главным образом из пирофиллита (табл. 13). Кроме того, в тонкой фракции присутствуют гидрослюда мусковитового типа, хлорит, возможно, диоктаэдрический, а также окислы железа.

Зерна кварца, включенные в прослой пирофиллитовых сланцев, интенсивно фестончато корродированы, а также нередко, частично или полностью, замещены крупночешуйчатым пирофиллитом (табл. XIII, 3).

Разрез первой пачки, вскрытый скважиной в районе дер. Кривое Колено

Первая пачка верхней подсыты в этом разрезе представлена следующими типами пород:

1. Мономинеральные среднезернистые кварцито-песчаники с регенерационным кварцевым цементом.
2. Мономинеральные неравнозернистые кварцито-песчаники с примесью слюдясто-железисто-алевролитового материала.
3. Железистые микалиты с микропрослоями и линзочками кварцито-песчаников.
4. Среднезернистые кварцито-песчаники с базальным серицитовым цементом.

Мономинеральные среднезернистые кварцито-песчаники с регенерационным кварцевым цементом

Описываемые кварцито-песчаники являются преобладающей разновидностью пород разреза скважины и не обнаруживают каких-либо вариаций в минералогическом составе и размерности зерен на протяжении всего разреза. Эти породы отличаются массивным слитным сложением и высокой прочностью. Кварцито-песчаники окрашены в розовато-серый или красновато-коричневый цвет и характеризуются зернистым искристым изломом. Участками в них наблюдаются тонкие микропрослой (до 1—3 мм) более темной окраски, обогащенные окислами железа. В интервале глубин 116,6—118,7 мм породы частично обесцвечены. Они приобрели пятнистую розовую (до белой) окраску.

**Межплоскостные расстояния и интенсивность отражений
фракции < 0,001 мм (обр. № 2055)**

Ориентированный природный		Прогретый при $t=600^\circ$ в течение двух часов		Ориентированный, насыщенный гли-церинном		Ориентированный, обработанный в HCl	
Интен-сив-ность	d , Å	Интен-сив-ность	d , Å	Интен-сив-ность	d , Å	Интен-сив-ность	d , Å
2	14,02	5	14,0	2	14,2	2	14,4
3	10,2	3	10,2	3	10,2	3	10,3
7	9,2	6	9,2	6	9,1	9	9,3
5	7,1	—	—	4	7,1	5	7,1
3	4,97	3	5,1	3	4,97	3	4,97
6	4,6	5	4,7	5	4,6	7	4,6
—	—	1	4,48	—	—	—	—
3	4,26	4	4,29	3	4,22	3	4,24
1	3,87	1	3,94	—	—	1	3,87
2	3,70	2	3,70	1	3,70	1	3,72
4	3,55	2	3,53	3	3,55	4	3,55
10	3,34	10	3,36	9	3,34	10	3,34
1	3,21	1	3,24	1	3,23	1	3,21
10	3,06	10	3,03	10	3,05	10	3,05
1	2,96	1	2,98	—	—	1	2,96
—	—	2	2,89	—	—	—	—
2	2,84	1	2,81	2	2,82	2	2,83
8	2,69	8	2,71	5	2,69	3	2,69
1	2,56	1	2,61	—	—	—	—
3—2	2,50	3	2,53	3	2,50	3	2,54
2	2,420	3—2	2,463	2	2,404	2	2,414
3	2,285	2	2,285	2	2,285	3	2,285
3—2	2,199	3	2,203	2	2,199	1	2,221
3—2	2,124	4	2,132	2	2,128	3	2,124
3—2	2,070	2	2,074	2	2,062	2	2,062
5	1,997	2	2,001	3	1,990	3	1,990
1	1,886	—	—	1	1,880	1	1,883
6	1,838	3	1,884	4	1,838	3	1,838
2	1,804	2	1,813	1	1,810	3	1,810
8	1,687	6	1,699	5	1,689	3	1,685
6—5	1,639	5	1,661	5—4	1,639	4	1,639
3	1,596	3—2	1,598	2	1,594	1	1,594
—	—	1	1,566	—	—	—	—
4	1,537	3	1,539	3	1,539	2	1,537
—	—	2	1,517	—	—	—	—
5—4	1,483	4	1,483	4	1,485	3	1,485
3	1,450	4	1,452	3	1,450	2—1	1,450
2	1,420	3	1,406	1	1,420	1	1,420
4	1,379	4—3	1,376	5	1,373	3	1,380
4	1,365	—	—	—	—	3	1,363
1	1,347	—	—	2	1,346	1	1,337
1	1,333	1	1,334	—	—	1	1,337
4	1,308	2	1,309	3	1,309	1	1,309
2	1,286	2	1,285	2	1,286	2	1,285
—	—	1	1,266	—	—	—	—
2	1,258	3	1,253	2	1,255	2	1,253
—	—	2	1,229	—	—	—	—
—	—	2	1,200	—	—	—	—
—	—	3—2	1,182	—	—	—	—
—	—	2	1,160	—	—	—	—
—	—	3—2	1,140	—	—	—	—

В торцовом изломе зерна обесцвеченной зоны заметны мелкие (не более 1 мм в длину) шелковистые, ориентированные в одном направлении волокна, по-видимому, представляющие собой структуры дифференциального скольжения, обычно наблюдаемые лишь под микроскопом.

Минералогический состав кварцито-песчаников очень прост. Обломочные зерна представлены в основном кварцем (не менее 99%). Кроме того, отмечаются редкие обломки кремнистых пород и микрокварцитов. Акцессорные минералы почти отсутствуют. Лишь в некоторых прослоях наблюдаются единичные зерна магнетита, циркона и турмалина. Содержание биотита, а также продуктов его разложения ничтожно. Характерной чертой кварцито-песчаников, как и остальных пород шокшинской свиты, является присутствие окислов железа, обволакивающих все без исключения обломочные зерна. Содержание окислов железа в некоторых тонких прослоях повышено. В зоне обесцвечивания железистые пленки на обломочных зернах кварца почти полностью отсутствуют.

Размер обломочных зерен кварца варьирует в пределах от 0,05 до 0,5 мм при резком преобладании фракции 0,15—0,35 мм. По гранулометрическим подсчетам $S_0=1,23-1,3$.

Таким образом, сортированность изучаемых пород хорошая, и в этом смысле они аналогичны кварцито-песчаникам Шокшинского карьера. Однако от последних изучаемые породы отличаются более слабой окатанностью обломочного материала (табл. XIII, 4). Форма зерен в этих породах большей частью окатано-угловатая и полуокатанная; реже отмечаются угловатые и хорошо окатанные зерна. Такой характер окатанности обломочных зерен при хорошей сортированности свидетельствует о более близких, по сравнению с Шокшинским карьером, источниках сноса.

Для эпигенеза описываемых кварцито-песчаников характерны, прежде всего, сложные процессы перераспределения кремнекислоты, в результате развития конформных и микростилолитовых структур растворения и переотложения SiO_2 в виде регенерационного цемента. Наиболее характерны конформные структуры растворения (табл. XIII, 4). По сравнению с аналогичными по типу кварцито-песчаниками Шокшинского карьера, конформные структуры здесь развиты значительно слабее. Под микроскопом было подсчитано процентное содержание конформных, инкорпорационных и не несущих никаких следов растворения тангенциальных контактов между обломочными зернами. Конформные контакты составляют от 38 до 47%, инкорпорационные — 2—7% и тангенциальные — 50—55%. Сравнение этих данных с цифрами, полученными для совершенно однотипных среднестернистых кварцито-песчаников Шокшинского карьера, показывает, что конформные структуры в рассматриваемых породах развиты значительно слабее (рис. 13), особенно, если учесть, что протяженность конформных контактов и глубина взаимного проникновения зерен в них также заметно меньше. Регенерационный кварцевый цемент, как показывают подсчеты на интеграционном столике, составляет 14—17% объема породы, т. е. несколько больше, чем в кварцито-песчаниках Шокшинского карьера. Как было показано выше, в кварцито-песчаниках Шокшинского карьера отмечается баланс между растворенным и переотложенным кварцем. Следовательно, образование регенерационного цемента в кварцито-песчаниках рассматриваемого разреза связано не только со структурами растворения, развитыми непосредственно в них самих, но и с привнесом кремнекислоты извне. Цементация породы кварцем сделала невозможным дальнейшее развитие структур растворения под давлением.

Инкорпорационные структуры наблюдаются реже конформных.

Микростилолитовые структуры не характерны для рассматриваемых пород. В некоторых разностях они осложняют конформные структуры, образуя при этом тонкие и мелкие шипы (табл. XIII, 6). С этими микростилолитами непосредственно сопряжено отложение регенерационного кварца (табл. XIV, 1). В этом отношении описанные микростило-

литовые структуры являются исключением. Вообще в породах шокинской свиты в зонах интенсивной микростилолитизации регенерационный кварц обычно отсутствует. Подобные зонки развиты в рассматриваемых кварцито-песчаниках очень локально и приурочены к микропрослоям, обогащенным окислами железа и листочками биотита. Интересно отметить, что обычно кварцито-песчаники, непосредственно контактирующие с этими микропрослоями, особенно обогащены регенерационным кварцевым цементом.

Регенерационный кварц четко отделяется от обломочных зерен железистой каемкой, а также многочисленными мельчайшими пузырьками жидкости, которые распознаются по низкому показателю преломления. Чрезвычайно характерна избирательная регенерация кварцевых каемок; в то время, как одни зерна совершенно лишены регенерационных каемок, другие интенсивно регенерированы. В результате нередко наблюдается, что одна или даже несколько пор выполнены аутигенным кварцем, совпадающим по оптической ориентировке лишь с одним обломочным зерном кварца. Поэтому, если регенерируемое зерно находилось выше или ниже поверхности шлифа, то в его сечении в поровых пространствах нередко наблюдается аутигенный кварц, не связанный оптически ни с одним из расшлифованных зерен. С различной способностью кварцевых зерен к регенерации связано и другое интересное явление — нарастание идиоморфных с четкими кристаллографическими ограничениями регенерационных образований, включенных в аутигенный кварц, выполняющий все поровое пространство и связанный оптически с другим зерном. Такие образования некоторые исследователи (Gorbatshev, 1962) считают первой генерацией регенерационного кварца.

Однако представляется, что формирование аутигенного кварца в породе происходило более или менее одновременно. По-видимому, для начала роста регенерационных каемок характерны их идиоморфные очертания. Поэтому возможно включение более медленно растущих идиоморфных каемок в быстро растущие, приобретающие ксеноморфные очертания соответственно формам цементируемых зерен.

Слюдисто-серицитовые компоненты, входящие в состав породы, обязаны своим формированием разложению первичного слюдистого, скорее всего, биотитового детрита. Иногда листочки слюд, обычно зажатые между зернами кварца, сохраняют изначальные очертания, лишь незначительно гидратизируясь и пигментируясь окислами железа. Мельчайшие зернышки последних обычно образуют цепочки вдоль трещинок спайности в листочках слюд (табл. XIV, 2). По-видимому, образование их связано с выносом железа из решетки биотита при его мусковитизации. Обломочная слюда в поровых пространствах разложена значительно интенсивнее. Крупные листочки гидратизированы, они характеризуются сноповидными и гармошковидными формами. Участками они распались в агрегат мелкочешуйчатой гидрослюды, перешедшей впоследствии в серицит. Иногда гидратизированные листочки слюд включены в регенерационный кварц, что свидетельствует о более раннем, по сравнению с процессом регенерации, преобразовании слюдистых минералов (табл. XIV, 4). В ряде случаев аутигенный кварц выполняет промежутки между разложенными листочками слюд в поровых пространствах, образуя характерные сетчатые структуры.

Наложение динамометаморфизма сравнительно слабо видоизменило структуру породы, однако проявления его достаточно разнообразны. Почти во всех образцах отмечаются многочисленные структуры дифференциального скольжения (табл. XIV, 3). Они сформированы в результате перемещения отдельных зерен относительно друг друга, а также относительно своего первоначального положения. Это перемещение

было в достаточной степени неупорядоченным. Статистические замеры ориентировки чешуек серицита в структурах дифференциального скольжения, произведенные в шлифе, ориентированном нормально к слоистости, показали определенную общую ориентированность структур, но с большим разбросом.

Морфология структур дифференциального скольжения, развитых в кварцито-песчаниках Шокшинского карьера и разреза скважины, совершенно аналогична.

В описываемых кварцито-песчаниках чрезвычайно широко развито скольжение обломочных зерен по отношению к регенерационному кварцу. Скольжения между обломочными зернами часты лишь в том случае, когда вокруг них имеются железистые оболочки. По границе между двумя индивидами аутигенного кварца скольжение никогда не осуществляется. Из этих наблюдений следует, что в развитии структур дифференциального скольжения железистые каемки играют совершенно особую роль. Скольжение по ним развивается особенно легко и это, очевидно, связано с тем, что в состав железистых каемок, кроме окислов железа, входят глинистые минералы. Структура дифференциального скольжения, образовавшаяся на месте железистой оболочки, свободна от окислов железа; листочки серицита, по-видимому, сформировались в процессе скольжения за счет вышеупомянутого глинистого минерала. С массовым развитием структур дифференциального скольжения связан довольно значительный вынос окислов железа, обусловивший в интервале 116,6—118,7 м разреза скважины обесцвечивание породы.

В ряде образцов, особенно в интервале обесцвечивания, отмечается незначительная бластическая перекристаллизация обломочного материала и появление волнистого угасания в кварцевых зернах — «смятие» кварца. Бластической перекристаллизации подвержены преимущественно периферийные части контактирующих зерен, а также их регенерационные каемки. Так как к моменту бластеза изучаемая порода представляла собой сформированный кварцито-песчаник с конформно-регенерационной структурой, т. е. совершенно твердый агрегат разнородных кварцевых образований, то ее перекристаллизация могла происходить лишь в твердом состоянии путем видоизменения кристаллической структуры агрегата. Обычно бластез в периферических частях контактирующих зерен проявляется в виде рекристаллизации, т. е. перехода оптической ориентировки одного зерна в другое, соседнее с ним зерно, через границу их соприкосновения. В некоторых случаях рекристаллизационный бластез осложнен грануляцией.

Иногда наблюдается, что рекристаллизационно-грануляционные структуры в свою очередь осложнены структурами дифференциального скольжения.

«Смятие» кварца, проявляющееся в волнистом переходе попеременно угасающих и просветляющихся зон в пределах одного зерна, между группами зерен, а также между зернами и их регенерационными каемками, наиболее интенсивно выражено также в осветленной зоне интервала 116,6—118,7 м. Таким образом, эта зона была подвержена наибольшему стрессовым напряжениям, что проявилось в некотором изменении внутренней структуры породы, описанном выше, а также в ее обесцвечивании.

Мономинеральные неравнозернистые кварцито-песчаники с примесью слюдисто-железисто-алевритового материала

Эти породы также характерны для всего разреза скважины и чередуются с вышеописанной разностью кварцито-песчаников. Они представлены красновато-коричневыми, довольно плотными разностями. На сколе, нормальном к напластованию, видно, что породы представляют че-

редование слоев, иногда микроскопической мощности, песчаной и глинисто-алевритовой размерности. На этих сколах песчаные слои розовой и малиновой окраски характеризуются искристым изломом, а глинисто-алевритовые — матовым изломом и темно-коричневой окраской. По напластованию порода нередко колется по волнистым поверхностям, устланым мельчайшими чешуйками слюдястых минералов. Вдоль трещин скола порода осветлена на глубину 1—3 мм.

Порода сложена преимущественно кварцевым материалом, составляющим более 99% обломочной части, не считая биотита. Кроме того, присутствуют редкие обломки кремнистых пород — кварцитов и микрокварцитов. Акцессорные минералы представлены единичными зернами турмалина, циркона и магнетита.

В слоении породы принимают участие как крупно- и среднезернистый (0,2—0,6 мм) материал, так и зерна мелкоалевритовой (0,01—0,05 мм) размерности. Последние тесно ассоциируют с обломочными, сильно измененными слюдами, а также с обильными окислами железа. Распределение слюдисто-алевритового материала в породах крайне неравномерно. Большей частью он образует волнистые микрослои и быстро выклинивающиеся линзочки, однако в ряде случаев довольно равномерно выполняет интерстиции между крупными обломочными зернами. В шлифе с наиболее равномерным распределением слюдисто-алевритового материала подсчитан гранулометрический состав. Подсчеты показали довольно низкую степень сортированности материала ($S_0 = 1,55—1,76$) при медианном размере $Md = 0,17$ мм. Окатанность обломочного материала средняя. Преобладают полуокатанные и окатанно-угловатые зерна средней и крупной размерности. Мелкоалевритовая фракция представлена угловатыми и оскольчатыми зернами. Следует отметить, что развитие структур растворения придало обломочным зернам более угловатые, по сравнению с первоначальными, очертания.

Микрослои, сложенные чистым песчаным материалом без примеси слюдисто-алевритовой фракции, сцементированы серицитом, составляющим иногда до 25% объема породы. Последний участками образует агрегаты, состоящие из довольно крупночешуйчатых (размер чешуек 0,02—0,06 мм) нередко вермикулитовидных выделений, развитых, по-видимому, по первичному биотитовому детриту. Некоторые микропослой целиком сцементированы аутигенным кварцем. Иногда в породах наблюдаются линзочки железисто-глинистого состава размером более $0,5 \times 3$ мм, характеризующиеся топкочешуйчатым сложением (табл. XIV, 5). Для этих пород, как и всех кварцито-песчаников шокшинского типа, характерны тонкие железистые оболочки вокруг обломочных зерен.

Зерна кварца, присутствующие в породе, исключительно чисты и прозрачны. Волнистое угасание отмечается сравнительно редко. В некоторых зернах присутствуют включения тонкоиглочатого рутила или же мельчайших газово-жидких пузырьков.

Биотит, вероятно, в первичном осадке присутствовал в значительном количестве. В слюдисто-алевритовых слоях и линзочках биотит полностью мусковитизирован и интенсивно деформирован, но сохраняет свой обломочный габитус. Биотитовый детрит, выполнявший интерстиции между обломочными зернами, как указывалось, через ряд промежуточных стадий перешел в серицит. Мусковитизация биотита нередко сопровождалась загрязнением его мельчайшими выделениями окислов железа, по-видимому, за счет железа, изначально содержавшегося в биотите (табл. XIV, 6).

Микрослои и линзочки, состоящие из слюдисто-алевритового материала и окислов железа, характеризуются чрезвычайно интенсивным развитием структур растворения под давлением (табл. XV, 2). Особенно

интенсивное растворение испытывают крупные зерна кварца, непосредственно контактирующие с микрослойками железисто-слюдисто-алевритового материала. Различаются два типа структур растворения, обнаруживающих постепенные взаимные переходы. Это, во-первых, микростилолитовые сопряжения, иногда с чрезвычайно глубоким (до 0,25 мм) взаимным захождением шипов (табл. XV, 3 и XVI, 1), а во-вторых, фестончатые структуры гравитационной коррозии кварцевых зерен железисто-слюдистым материалом. Зерна алевритовой размерности нередко подвергаются столь интенсивному растворению, что превращаются в изъеденные неровные «лепешки» (веретенообразные формы в сечении шлифа, перпендикулярном слоистости).

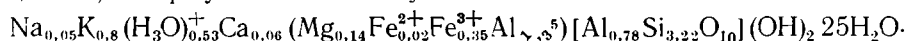
В некоторых образцах наблюдается чередование зонк интенсивного растворения под давлением со слойками, сцементированными обильным регенерационным кварцевым цементом (табл. XV, 4). Между обломочными зернами, слагающими эти слойки, структуры растворения редки и выражены крайне слабо. Вовлечение регенерационного кварца в процесс стилолитобразования не наблюдается. Эти факты свидетельствуют о цементации подобных прослоев за счет кремнекислоты, перешедшей в раствор в результате формирования структур растворения в слойках, обогащенных железисто-слюдисто-алевритовым материалом. Приближенная визуальная оценка показывает, что количество растворенного и переотложенного материала вполне соизмеримо.

В ряде образцов вышеописанные зонки интенсивного растворения чередуются с микропрослоями, сцементированными серицитом. В этих прослоях серицит составляет до 20—25% объема породы. Участками тип цементации — базальный. Между обломочными зернами контакты типа структур растворения, а также регенерационные разрастания кварцевых зерен почти отсутствуют. Кроме того, поровые пространства свободны от окислов железа.

Серицитовый цемент по своему строению неоднороден. Участками он представлен агрегатами крупночешуйчатых, нередко вермикулитовидных выделений. Размер отдельных чешуек 0,01—0,05 мм (табл. XVI, 2). Часть же пор выполнена чрезвычайно тонкочешуйчатым серицитом (табл. XVI, 3). Ограничения чешуек неправильные, лапчатые. По-видимому, крупночешуйчатый серицит сформировался за счет биотитового детрита, в то время как мелкочешуйчатый является продуктом раскристаллизации первичного глинистого цемента.

Для точной диагностики глинисто-слюдистых минералов было проведено изучение тонкоотмученных фракций <0,001 и <0,01 мм. Слюдистые минералы в иммерсионных препаратах обладают довольно высокой интерференционной окраской. Показатели преломления $Ng' = 1,600$; $Np' = 1,585$, что соответствует минералам группы мусковита — серицита.

Результаты полного химического анализа фракции <0,001 мм пересчитаны на структурную формулу слюдистого минерала (табл. 14; Звягин, 1957). Формула имеет следующий вид:



Заведомо известно (по данным оптических наблюдений), что в состав тонкой фракции входят свободные титанистые минералы (лейкоксен, апатаз), а также окислы (гидроокислы?) железа. Поэтому окись титана исключена из рассмотрения. Окись железа целиком вошла в структурную формулу, однако следует учитывать, что часть ее находится в тонкой фракции в свободном виде.

Количество $(H_3O)^+$, по-видимому, также несколько завышено вследствие аномально высокого содержания H_2O^+ . Последняя, вероятно, связана не только со слюдистыми минералами, но также и с гидроокислами железа.

Химический анализ и расчет структурной формулы слюдяного минерала фракции <0,001 мм

Компонент	Содержание, %	Атомное количество	Валентность	Число ионов при суммарной валентности катионов
SiO ₂	47,21	0,786	3,144	3,22
TiO ₂	0,85	—	—	—
Al ₂ O ₃	26,95	0,529	1,587	2,17
Fe ₂ O ₃	6,76	0,085	0,255	0,35
FeO	0,29	0,004	0,008	0,016
CaO	0,86	0,015	0,030	0,061
MgO	1,47	0,036	0,072	0,144
Na ₂ O	0,42	0,012	0,012	0,048
K ₂ O	9,22	0,196	0,196	0,804
H ₂ O	3,93	0,434	—	—
			5,304	
В том числе				
H ₂ O ⁺	—	0,132	—	0,53
(OH) ₂	—	0,302	—	1,24
H ₂ O ⁻	0,58	0,062	—	0,25
CO ₂	1,00	—	—	—
P ₂ O ₅	0,05	—	—	—
C	0,03	—	—	—
Сумма	99,63			

$$K = \frac{22}{57,304} = 4,1$$

Учитывая вышеприведенные замечания, можно сделать вывод, что рассчитанная структурная формула очень близка к идеальной формуле мусковита $KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2$, или ферримусковита $K(Al, Fe^{3+})_2 \cdot [AlSi_3O_{10}](OH)_2$ (Винчелл А., Винчелл Г., 1953).

Серицитовую природу слюдяных минералов подтверждают данные неполного химического анализа тонких фракций (табл. 15).

Как показали электронномикроскопические исследования, фракция состоит из полупрозрачных и непрозрачных чешуек с четкими неправильными контурами (табл. XXI, 3). Однако в ряде участков на снимках улавливаются признаки кристаллографической огранки.

Полуколичественное спектральное изучение тонких фракций дало следующие результаты (табл. 16).

Серицит обычно не корродирует обломочные компоненты, но некоторые зерна кварца интенсивно, иногда целиком замещены крупночешуйчатым серицитом. Вермикулитовидного строения последний не обнаруживает (табл. XVI, 4).

В единичных случаях наблюдается замещение серицитом обломочных зерен турмалина.

Иногда регенерационный кварц находится в тесном прорастании с тонкими чешуйками серицита, которые разобщают отдельные участки

Таблица 15

Неполный химический анализ (%) тонких фракций

Образец, №	Фракция, мм	Na ₂ O	K ₂ O	FeO
572	<0,001	0,49	9,13	0,43
572	<0,01	0,39	7,90	0,14
602	<0,001	0,68	8,30	0,58
602	<0,01	0,45	5,00	0,14
613	<0,001	0,54	8,00	0,29
613	<0,01	0,38	6,90	0,14

Спектральный анализ тонких фракций

Элемент	Фракция, мк			
	<0,001	<0,01	<0,001	<0,01
	Обр. 613		Обр. 572	
Ag	Следы	Следы	Следы	—
Be	»	»	»	Следы
Co	0,0003	0,0003	0,0005	0,0003—0,0005
Cr	0,003—0,007	0,003	0,007—0,02	0,007
Cu	0,005	0,003	0,003	0,003
Ga	0,001—0,003	0,001	0,001—0,003	0,001—0,003
Mn	0,001—0,003	0,001	0,003	0,001
Pb	0,003	0,001—0,003	0,003—0,006	0,003—0,006
Sn	0,003	—	—	—
V	0,002—0,003	0,002—0,003	0,003—0,006	0,003—0,006
Zn	0,003	0,001	0,003—0,006	0,001—0,003
Zr	Следы	Следы	Следы	0,01—0,03

кварца, образуя своеобразную сетчатую структуру (табл. XVI, 5). Такие соотношения скорее всего можно объяснить захватом регенерационными каемками кварца продуктов распада листочков слюд и, возможно, последующей раскристаллизацией. Образование сетчатых структур в результате коррозии кварца серицитом маловероятно, так как они присущи лишь аутигенному кварцу и полностью отсутствуют в обломочных зернах кварца.

Отмеченные выше линзочки глинистого цемента в этап глубинного эпигенеза существенно перекристаллизованы; наблюдается одновременное угасание мелких чешуек глинистых минералов и высокая интерференционная окраска.

Структуры дифференциального скольжения отмечаются лишь единично и в слабо выраженной форме. В некоторых образцах присутствуют редкие, но отчетливые рекристаллизационные и рекристаллизационно-грануляционные бластические структуры (табл. XVI, 6).

Интересное бластическое соотношение наблюдалось на контакте двух разнородных по своей внутренней структуре обломочных зерен кварца. Одно из них переполнено мельчайшими газовой-жидкими включениями, в то время как другое практически лишено каких-либо примесей. Переориентированные участки кварца в массе первого зерна характеризуются почти полным отсутствием газовой-жидких включений. Следовательно, бластическая перекристаллизация кварца сопровождается очищением его от посторонних примесей.

Обесцвечивание пород вдоль трещин отдельности, по-видимому, является наиболее поздним процессом их преобразования. Изучение под микроскопом показывает, что обесцвечивание происходит в результате выноса окислов железа (табл. XVII, 1), причем этот процесс протекает в практически непроницаемых сливных породах с конформно-регенерационной структурой.

*Железистые микалиты с микропрослоями и линзочками
кварцито-песчаников*

Микалиты характерны преимущественно для средних частей разреза. Они представлены темными, шоколадно-коричневыми прослоями мощностью 2—4 см мелкозернистого сложения, с волнистыми поверхностями

напластования, на которых заметны многочисленные блески слюд. Контакт микалитов с выше- и нижележащими кварцито-песчаниками также неровный, волнистый. Прочность породы довольно высокая, но значительно ниже, чем прочность включающих ее кварцито-песчаников. Микрослоечки и линзочки песчаного материала толщиной не более 1—2 мм распознаются по зернистому сверкающему излому и несколько более светлой окраске.

При микроскопическом исследовании наблюдается чередование микропрослоев, сложенных преимущественно обломочными листочками биотита и окислами железа с линзочками и микропрослоями песчаного, по составу чисто кварцевого, материала. Окислы железа в песчаных линзочках почти отсутствуют.

Кроме того, наблюдаются единичные микропрослой мощностью 0,2—0,5 мм, сложенные глинисто-железистым материалом.

Слойки микалитов состоят из обломочных листочков слюд, сцементированных обильными окислами железа. При исследовании их в отраженном свете обнаруживается, что среди массы окислов железа, окрашенных в красный цвет, разбросаны обильные мелкие (0,01—0,05 мм) зернышки магнетита, слегка окисленные. По-видимому, окислы железа частично имеют терригенное происхождение и образовались в диагенезе за счет окисления обломочного магнетита.

Листочки слюд ориентированы по слоистости пород. Размеры их колеблются от 0,01 до 0,15 мм (в длину). Слюды бесцветны, иногда несколько изогнуты и гидратизированы. Гидратация приводит к некоторому раздуванию листочков слюд по оси *C*. В целом следует отметить, что первичные обломочные контуры листочков сохранились достаточно хорошо. Наблюдается прямая зависимость степени измененности слюд от количества цементирующих их окислов железа. В микропрослоях, где содержание окислов железа сравнительно низко, листочки слюд интенсивно гидратизированы. В прослоях микалитов содержание зерен кварца обычно незначительно, однако в ряде случаев оно достигает 15—20%.

Химический анализ микалитов (%) показывает, что их состав определяется в основном присутствием обломочных слюд и окислов железа.

SiO ₂ — 55,01	P ₂ O ₅ — 0,07
TiO ₂ — 1,53	Na ₂ O — 0,19
Al ₂ O ₃ — 20,72	K ₂ O — 6,59
Fe ₂ O ₃ — 9,09	H ₂ O — Нет
FeO — 0,06	H ₂ O+ — 5,06
CaO — 0,75	CO ₂ — Нет
MgO — 0,94	C — 0,05
MnO — 0,06	
Сумма — 100,12%	

Высокое содержание K₂O (6,95%) свидетельствует о сравнительно слабой измененности обломочных слюд.

Спектральный анализ тонких фракций показал присутствие некоторых необычных для шокшинских пород элементов (Cd, Ag), что связано, вероятно, с содержанием их в решетках слюдястых минералов (табл. 17).

Кварцевые зерна в прослоях железистых микалитов подверглись чрезвычайно интенсивной гравитационной коррозии. Формы их сильно уплощены и фестончато изъедены (табл. XVII, 2). Сопоставление интенсивно растворенных кварцевых зерен с зернами, входящими в состав песчаных линзочек, показывает, что в микалитовых прослоях перешло в раствор более 50% кварцевого материала. Гравитационная направленность фестончатых структур растворения показывает, что основным

Спектральный анализ тонких фракций (обр. 596)

Элемент	Фракция, мм		Элемент	Фракция, мм	
	<0,01	<0,001		<0,01	<0,001
Ag	Следы	0,0001	Mn	0,001	0,003
Be	»	Следы	Ni	0,001—0,003	0,003
Cd	—	0,001	Pb	0,001	0,003
Co	0,0003—0,0005	0,0003—0,0005	Sn	—	Следы
Cr	0,003—0,007	0,003—0,007	V	0,002—0,003	0,003
Cu	0,001—0,003	0,003	Zn	0,001—0,003	0,003—0,006
Ga	0,001—0,003	0,001—0,003	Zr	0,01—0,03	0,01

фактором, контролирующим их формирование, является давление на-грузки вышележащих толщ. Коррозия кварцевых зерен нередко сопровождается образованием узких (тысячные доли миллиметра) каемок серицита по фестончато изъеденному контуру зерна. Некоторые кварцевые зерна целиком замещены крупночешуйчатым серицитом.

Отмечаются единичные тонкие (0,2—0,5 мм) глинисто-железистые микропрослои, состоящие преимущественно из окислов железа, сквозь плотную массу которых едва просматриваются мельчайшие интерферирующие глинистые частицы, видимо, гидрослюды. Прослои смяты в своеобразные «складочки», вероятно, образовавшиеся в процессе динамометаморфизма. Смятость прослоев распознается по ориентировке глинистых частиц. Асимметричный характер складочек свидетельствует о том, что здесь, по-видимому, образовалась своеобразная структура дифференциального скольжения.

Отдельные кварцевые зерна песчаной размерности, включенные в глинисто-железистые прослои, а также контактирующие с ними, чрезвычайно сильно корродированы и изъедены. Они приобрели неправильную волнистую лепешкообразную форму.

Совершенно иной характер эпигепетического преобразования наблюдается в микропрослоях и линзочках, сложенных песчаным материалом, базально цементированных серицитом (табл. XVII, 3). Серицит характеризуется крупночешуйчатым, часто вермикулитовидным сложением, и обнаруживает самые постепенные переходы к гидратизированным листочкам слюд явно обломочного происхождения. Столь полная переработка биотитового детрита была возможна, по-видимому, потому, что песчаные прослои характеризовались изначальным низким содержанием окислов железа, препятствующих, как показано выше, преобразованию слюдистых компонентов. Кварцевые зерна внутри линзочек, цементированных серицитом, совершенно не обнаруживают гравитационно направленных структур растворения, несмотря на то, что образуют более жесткий обломочный каркас, чем в прослоях микалитов, и, следовательно, пестрота напряжений в них значительно больше. Непосредственно на контакте с прослоями микалитов кварцевые зерна, входящие в состав линзочек с серицитовым цементом, интенсивно (с одного бока) фестончато корродированы.

Из вышесказанного следует, что для образования гравитационно направленных фестончатых и микростилолитовых структур растворения существенно не только распределение напряжений в породе, но и химические процессы, катализирующие растворение под давлением. Следует подчеркнуть тесную связь структур растворения с прослоями, содержащими обильные окислы железа и отсутствие их в свободных от окислов железа прослоях.

Как уже указывалось, интенсивное растворение кварца идет также и в глинисто-железистых прослоях при отсутствии слюдистого детрита. Роль окислов железа в этом процессе неясна. Возможно, что глинистая примесь, входящая, по-видимому, в состав окислов железа, повышает щелочность растворов и способствует растворению кварца.

Среднезернистые кварцито-песчаники с базальным серицитовым цементом

Прослои описываемых пород отмечаются лишь единично, в средних частях разреза скважины. Они характеризуются темной шоколадно-коричневой окраской с белесыми выцветами, а также сланцеватым обликом и незначительной прочностью. Наощупь на поверхностях напластования порода жирная, что связано с высоким содержанием слюдистого материала.

Порода сложена зернами кварца, сцементированными серицитом. Базальный цемент составляет до 50% объема породы. Содержание окислов железа сравнительно низко, и распределены они в породе крайне неравномерно, в виде извилистых ветвящихся прослоев и линзочек. С окислами железа тесно ассоциируют мелкие зернышки магнетита.

Обломочный материал состоит почти на 100% из кварца; отмечаются лишь единичные зерна кремнистых пород. Размер зерен кварца варьирует от 0,05 до 0,4 мм при преобладании фракции 0,15—0,30 мм.

В целом сортированность песчаного материала невысокая. Зерна кварца угловаты и окатанно-угловаты; реже отмечаются полуокатанные зерна.

Цементирующий материал, состоявший первоначально из обломочных слюд, преобразован в процессе эпигенеза исключительно интенсивно, в то время как зерна кварца изменены сравнительно слабо. Фестончатые структуры растворения развиты интенсивно в участках, где зерна кварца непосредственно контактируют с линзочками, обогащенными окислами железа. Здесь обломочные зерна приобрели уплощенные изъеденные очертания. Коррозия кварцевых зерен цементирующим материалом характерна и для участков, сложенных преимущественно чистым серицитом, однако ее интенсивность и гравитационная направленность выражены значительно слабее. Интенсивная фестончатая коррозия кварца наблюдается лишь в тех случаях, когда обломочные зерна контактируют со сравнительно слабо измененными листочками слюд.

На примере изучаемой породы полностью подтверждается предположение о том, что крупночешуйчатый серицит, часто выполняющий поровые пространства в породах шокшинской свиты, образовался за счет обломочных слюд. Наблюдается целая серия переходов от крупных, незначительно гидратизированных листочков слюд с вполне различными обломочными контурами к агрегатам разноориентированных чешуек серицита, обычно имеющих отчетливое вермикулитовидное строение (табл. XVII, 4, 6). Размер отдельных «вермикулитов» достигает 0,1 мм.

Диагностика серицита была уточнена при изучении отмученных фракций $<0,001$ и $<0,01$ мм. Измерения в иммерсионных жидкостях показали следующие результаты: $Ng' = 1,600$, $Np' = 1,585$. Термокривая тонкой фракции свидетельствует о термической инертности изучаемого материала (рис. 9). Слабый эндотермический эффект отмечается при $t = 810^\circ\text{C}$. Такого рода термокривые характерны для минералов группы мусковита — серицита. Неполный химический анализ фракций показал очень высокое содержание K_2O (табл. 18).

Спектральный анализ тонких фракций показал обычный для пород шокшинской свиты набор малых элементов (табл. 19).

Электронные снимки также дают картину, типичную для серицита, т. е. четкие полупрозрачные листочки, обычно с изометричными неправильными формами (табл. XXI, 4). Однако в ряде случаев наблюдаются довольно отчетливые гексагональные ограничения тонких прозрачных листочков.

Рентгеноструктурные исследования показывают, что во фракции $<0,001$ мм резко преобладает диоктаэдрическая слюда мусковитового

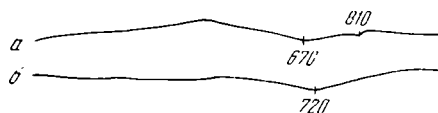


Рис. 9. Термокривые фракций $<0,001$ мм (а) и $<0,01$ мм (б) кварцито-песчанников с серицитовым цементом разреза скв. у дер. Кривое Колено

типа, т. е. серицит. Линия $\frac{d}{n} = 2,69$ Å, по-видимому, отвечает гематиту, в виде примеси содержащемуся во фракции (табл. 20).

Листочки биотита, заключенные в окислы железа, изменены значительно слабее. Сложный петельчатый узор распределения окислов железа в породе в значительной мере связан с преобразованием заключенных в них обломочных листочков слюд. Последние гидратируются, раздуваются в объеме, приобретает сноповидный облик, распадаются в агрегат чешуек серицита. Окислы железа при этом отесняются в промежутки между такими новообразованными агрегатами. В линзочках, обогащенных окислами железа, наблюдаются обломочные зерна, целиком замещенные серицитом. Серицитизация обломочных зерен в участках, свободных от окислов железа, не отмечается.

Из всего вышесказанного следует, что интенсивное преобразование обломочных зерен, выраженное в их гравитационной коррозии и серицитизации, связано преимущественно со сравнительно слабоизмененным слюдыстым детритом. Последний главным образом приурочен к линзочкам, обогащенным железистым материалом. Гравитационная направленность возникающих структур растворения указывает на связь этого процесса с этапом глубинного эпигенеза.

Во время раннеэпигенетического преобразования слюдыстого детрита в агрегаты гидрослюд (превращенных позднее в серицит) листочки слюд, запечатанные в линзочках и прослоях, обогащенных окислами

Таблица 18

Неполный химический анализ (%) тонких фракций

Образец, №	Фракция, мм	Na ₂ O	K ₂ O	FeO
609	$<0,001$	0,65	9,16	0,48
	$<0,01$	0,51	9,38	0,07

за в породе в значительной мере связан с преобразованием заключенных в них обломочных листочков слюд. Последние гидратируются, раздуваются в объеме, приобретает сноповидный облик, распадаются в агрегат чешуек серицита. Окислы железа при этом отесняются в промежутки между такими новообразованными агрегатами. В линзочках, обогащенных окислами железа, наблюдаются обломочные зер-

Таблица 19

Спектральный анализ тонких фракций (обр. 609)

Элемент	Фракция, мм		Элемент	Фракция, мм	
	$<0,001$	$<0,01$		$<0,001$	$<0,01$
Ag	Следы	Следы	Mn	Следы	Следы
Be	»	»	Ni	0,001	0,0005
Co	0,0001—0,0003	0,001—0,0003	Pb	0,001	0,001
Cr	0,002	0,002	V	0,0006—0,002	0,002
Cu	0,001—0,003	0,001	Zn	0,001—0,003	—
Ga	0,001—0,003	0,001	Zr	Следы	Следы

**Межплоскостные расстояния и интенсивность отражений
фракций < 0,001 мм (обр. № 609)**

Природный столбик				Прогретый при $t=600^\circ$ в течение двух часов			
Интенсивность	d, Å	Интенсивность	d, Å	Интенсивность	d, Å	Интенсивность	d, Å
9	10,3	2	2,252	9	10,0	1	2,275
5	4,99	3	2,199	8	5,0	1	2,199
10	4,52	5	2,128	4	4,48	2	2,144
1	4,16	1	2,058	—	—	1	2,070
3	3,91	5	1,997	1	3,88	7	2,004
4	3,72	1	1,956	2	3,72	—	—
4	3,49	1	1,886	3	3,48	1	1,898
10	3,34	2	1,841	10	3,34	2	1,838
4	3,19	1	1,731	2	3,21	1	1,738
5	3,00	3	1,692	4	2,99	3	1,689
3	2,87	5—4	1,646	4	2,88	5—4	1,657
2	2,79	3	1,598	2	2,80		
4	2,69	2	1,558	5	2,68		
10	2,57	1	1,552	2	2,57		
—	—	8	1,501	3	2,50		
4—3	2,463	1	1,483	—	—		
5	2,388	3	1,453	1	2,404		

железа, испытали лишь слабые изменения. Позднее, в условиях высокого давления нагрузки они, очевидно, были вовлечены в процесс преобразования. В результате этого происходило интенсивное повышение щелочности за счет переходящих в раствор ионов K^+ , что и привело к коррозии обломочных зерен кварца. Следует отметить, что эта коррозия носила точечный характер и была приурочена лишь непосредственно к контактам обломочных зерен со слюдами или же через прокладку окислов железа, т. е. интенсивное растворение зерен происходило лишь в условиях максимальной концентрации щелочи. Окислы железа, по-видимому, служат, кроме того, средой, удерживающей высокую концентрацию K^+ . Это видно хотя бы из того, что серицитизации подвергаются лишь обломочные зерна, сцементированные окислами железа. Достаточно полно преобразованный в серицит слюдистый детрит обнаруживает инертность по отношению к обломочному кварцу.

В породе развиты своеобразные структуры дифференциального скольжения, характеризующиеся тем, что в отдельных участках между кварцевыми зернами возникают параллельно ориентированные листочки серицита размером 0,05—0,1 мм. По-видимому, дифференциальное скольжение обломочных зерен происходило разобщенно в массе цемента, поэтому лишь цементирующая серицитовая масса подверглась некоторому рассланцеванию. Обломочный кварц процессами динамометаморфизма практически не затронут.

ПОРОДЫ ВТОРОЙ ПАЧКИ ВЕРХНЕЙ ПОДСВИТЫ

Разрез второй пачки изучен в основном на материале скважины у ст. Ладва. В верхней части ее разреза породы интенсивно обесцвечены и участками выщелочены. Обесцвечивание или сплошь захватывает целые участки пород, или же развивается вдоль трещин отдельности,

секущих слоистость, или вдоль слоистости. В нормальных своих разновидностях породы характеризуются светлой красновато-коричневой окраской и сливным сложением; излом их несколько более матовый по сравнению с обычными шокшинскими кварцито-песчаниками. Породы представлены преимущественно среднезернистыми разновидностями и характеризуются участками неясной, участками же отчетливо-горизонтальной, иногда косой слоистостью. Пачки кварцито-песчаников мощностью 0,5—5 м перемежаются тонкими (1—5 см) прослоями алевролитов и слюдистых алевролитов, характеризующихся более темной шоколадно-коричневой окраской. На плоскостях напластования алевролитов и слюдистых алевролитов отмечаются знаки ряби и трещины усыхания.

Характерной чертой пород второй пачки верхней подсвиты является присутствие в них полевых шпатов, содержание которых достигает 1—2%.

Выделяются следующие типы пород:

1. Полевошпатсодержащие среднезернистые кварцито-песчаники с регенерационным кварцевым и серицитовым цементом.

2. Полевошпатсодержащие мелко- и среднезернистые кварцито-песчаники с серицитовым цементом.

3. Полевошпатсодержащие алевролиты и слюдистые алевролиты.

Подобные по своему облику и составу породы обнаруживаются в верховьях р. Важеньки, в 500 м к востоку от окончания устья Генсой-сельга. Они отличаются более высоким содержанием полевых шпатов и выделены в самостоятельный тип.

4. Олигомиктовые мелкозернистые кварцито-песчаники с серицитовым и карбонатным цементом.

Полевошпатсодержащие среднезернистые кварцито-песчаники с регенерационным кварцевым и серицитовым цементом

Среднезернистые кварцито-песчаники представлены массивными разновидностями. Цвет их розовато-серый или красновато-коричневый. В верхних частях разреза в результате поверхностного выветривания породы обесцвечены и имеют светлую, иногда почти белую окраску с красновато-бурыми разводами. От типичных шокшинских кварцито-песчаников описываемая разновидность отличается более блеклой окраской и отсутствием специфического блеска. Прослои массивных кварцитовидных разностей встречаются во всех частях разреза; однако, в отличие от большинства разрезов шокшинской свиты, они играют в разрезе сравнительно ограниченную роль. Как и все породы шокшинской свиты, описываемые кварцито-песчаники состоят более чем на 95% из кварца. Существенным их отличием является присутствие неизменных зерен полевых шпатов.

В породах верхних частей разреза скважины зерна полевых шпатов единичны и представлены микроклином. С глубиной содержание полевых шпатов возрастает и достигает 1—2%. В породах средних и нижних частей разреза присутствуют также зерна плагиоклаза. Последний представлен кислым альбитом № 1—5 — замеры в зоне $\perp$ (010). В породах присутствует обычная для шокшинской свиты ассоциация обломков пород: кремнистые (различной степени раскристаллизации) микрокварциты; окварцованные кислые эффузивы, переполненные микровключениями окислов железа и серицита. Кроме того, отмечаются единичные обломки породы с микрографической структурой. Присутствуют также характерные для пород шокшинской свиты единичные зерна кварца, переполненные мелкими червеобразными кристалликами хлорита. Кроме обычных для шокшинской свиты аксессуарных минералов — турмалина

и циркона — в породах присутствуют гранат, эпидот, цоизит и клиноцоизит. Содержание акцессорных минералов резко возрастает (до 1%) в нижней части разреза. Гранат представлен довольно крупными (0,1—0,5 мм) окатанными и полуокатанными зернами, бесцветными, совершенно изотропными. Хорошо окатанные зерна эпидота и клиноцоизита имеют размеры 0,05—0,2 мм и характеризуются резко выраженными аномальными цветами интерференции.

В породах присутствует незначительное количество серицита (от 1 до 5%), а также единичные листочки гидратизированных и мусковитизированных обломочных слюд.

Для описываемых пород характерно появление вокруг обломочных зерен оболочек, состоящих из окислов железа и глинистых минералов. В верхних частях разреза, там, где породы обесцвечены в результате современных процессов выветривания, окислы железа вынесены из породы, и вокруг зерен отмечаются лишь глинистые тонкодисперсные включения.

Кварцито-песчаники преимущественно сложены обломочными зернами средней размерности ($Md=0,19-0,20$ мм) и отличаются довольно хорошей сортированностью ($S_0=1,23-1,34$). Некоторые образцы дают двойные максимумы распределения по фракциям при общей хорошей сортированности. Это, возможно, является указанием на то, что перемывавшийся материал имел не один источник сноса.

Отмечается также некоторая связь содержания серицита в породе со степенью сортированности; в наиболее хорошо отсортированных разновидностях его содержание минимально. Породы сложены в основном полуокатанными и окатанно-угловатыми обломочными зернами. Хорошо окатанные зерна редки.

Конформно-регенерационная структура пород сформировалась в стадию глубинного эпигенеза (табл. XVII, 5). Как показали подсчеты, конформные контакты составляют менее 50% всех контактов между зернами, а содержание регенерационного кварцевого цемента доходит до 10—15%. Вероятно, регенерационный кварц лишь частично образовался за счет растворения кварца под давлением в самих породах при формировании конформных структур. Основная часть кремнекислоты, по-видимому, была привнесена из соседних пластов.

Микростилитовые структуры в породе практически отсутствуют. Изредка отмечаются структуры инкорпорации зерен кварца в обломки кремнистых пород.

Относительная пестрота состава обломочных минералов обусловила при эпигенезе породы протекание разнообразных метасоматических реакций замещения. Полевые шпаты, частично или полностью, замещаются кварцем, причем оптическая ориентировка его совпадает с ориентировкой регенерационных оболочек вокруг обломочных зерен кварца (табл. XVIII, 1). Иногда одно обломочное зерно полевого шпата замещается кварцем, оптически связанным сразу с несколькими регенерационными оболочками.

Нередко отмечаются причудливые формы замещения полевых шпатов кварцем, обычно с элементами кристаллографической огранки (табл. XVIII, 2). Плагноклаз иногда замещается кварцем по одной системе двойников (табл. XVIII, 3).

В единичных случаях (в интервале 69—71,2 м) отмечается цеолитизация полевых шпатов. Цеолиты замещают зерна калиевых полевых шпатов и плагноклаза по периферии в виде каемок толщиной 0,01—0,02 мм, иногда же — по трещинам спайности (табл. XVIII, 4). Показатель преломления цеолитовой каймы несколько ниже показателя преломления микроклина. Двупреломление цеолита очень низкое (0—0,003). Ввиду отсутствия видимых кристаллографических элементов и малой

толщины каемок удлинение цеолита, осьность и угол угасания определить не удалось.

Замещению кварцем подвергаются также обломочные зерна турмалина и эпидота. Зерна граната замещаются аномально интерферирующим зеленым хлоритом-пеннином, распадаясь на отдельные разобщенные реликты (табл. XVIII, 5). Хлорит в свою очередь замещается мусковитом.

В единичных случаях отмечается замещение эпидота с периферии бесцветным низкоинтерферирующим хлоритом.

Нередко наблюдается механическое нарушение целостности зерен полевых шпатов, причем возникающие трещины выполнены аутигенным кварцем (табл. XVIII, 6). Иногда отмечается пластическая деформация зерен плагноклаза, проявляющаяся в изгибании двойниковых швов. Изредка наблюдается регенерация обломочных зерен плагноклаза, причем новообразованная каемка характеризуется правильной кристаллической огранкой (табл. XVIII, 7). Серицит, выполняющий лишь незначительную часть поровых пространств, отличается крупночешуйчатым строением и высокой интерференционной окраской. Полуразложившиеся гидратизированные листочки обломочных слюд указывают на то, что серицит образовался за счет их распада. Иногда отмечается захват серицита в регенерационные оболочки кварца с формированием своеобразных сетчатых структур замещения слюдистого вещества кварцем. Серицитизации подвергаются также некоторые обломочные зерна. Микроклин серицитизирован с периферии, а также по трещинам спайности. Некоторые зерна микроклина замещены серицитом до состояния реликтов. Следовательно, серицитизация их произошла в породе, а не в результате выветривания пород соответствующих источников сноса. Отмечается также замещение серицитом плагноклаза и аксессуарных минералов — эпидота и граната (табл. XVIII, 8).

Динамометаморфические процессы проявились в формировании структур дифференциального скольжения. Эти структуры отчетливо выражены лишь на определенных интервалах глубин, чаще же они отсутствуют. Структуры дифференциального скольжения возникают преимущественно между обломочными зернами и их регенерационными оболочками; таким образом, скольжение происходит по глинисто-железистой оболочке, отделяющей обломочное зерно от каемки аутигенного кварца. Реже отмечаются структуры дифференциального скольжения между двумя или несколькими обломочными зернами. Участками в породе развит кальцит, причем содержание его резко возрастает в низах разреза. Распределение кальцита в породах неравномерно. Он замещает зерна полевых шпатов, иногда до состояния реликтов, а также кварц, преимущественно его регенерационные оболочки. Отмечаются единичные случаи замещения зерен клиноцоизита кальцитом, который нередко замещает участки развития структур дифференциального скольжения. Это свидетельствует о том, что карбонатизация происходила после динамометаморфизма пород.

*Полевошпатсодержащие
мелко- и среднезернистые кварцито-песчаники
с серицитовым цементом*

Эти породы слагают большую часть разреза. Они обнаруживают постепенные переходы к вышеописанным кварцито-песчаникам с регенерационным кварцевым и серицитовым цементом. В отличие от этой разновидности кварцито-песчаники с серицитовым цементом характеризуются тонкой слоистостью, несливным обликом и более темной (красновато-коричневой) окраской. Тонкая слоистость обусловлена чередованием

слоек мелкозернистого и среднезернистого сложения. Со среднезернистыми кварцито-песчаниками нередко чередуются слои алевролитов и слюдистых алевролитов, описание которых приводится ниже. Как и другие разновидности, в верхних частях разреза кварцито-песчаники с серицитовым цементом пятнисто обесцвечены.

В наиболее типичном выражении для описываемых пород характерно резкое неравнозернистое сложение. Наряду с обломочными зернами средней размерности присутствует значительное количество мелкопесчаных и алевритовых зерен, распределение которых в породе крайне неравномерно. Они то рассеяны в массе пород, то обособляются в слючки и линзочки. В целом сортированность породы довольно низкая. Нередко наблюдается резкое преобладание двух фракций — алевритовой и среднезернистой песчаной (0,20—0,25 мм). Содержание серицитового цемента также колеблется в широких пределах — от 5—10 до 30—40%; в последнем случае отмечается базальная цементация обломочных зерен серицитом. В нижних частях разреза участками роль цемента выполняет вторичный карбонат.

Обломочная часть породы складывается преимущественно (на 95%) зернами кварца. Полевые шпаты, среди которых преобладает микроклин, составляют 1—3%. В кварцито-песчаниках также присутствует характерная для шокшинской свиты ассоциация обломков пород. Отмечаются обломки кремнистых пород и микрокварцитов, а также окварцованных кислых эффузивных пород. Зерна кварца по преимуществу водяно-прозрачны, прямо гаснут и лишены включений. В некоторых зернах кварца и полевых шпатов отмечаются многочисленные включения мельчайших кристалликов эпидота.

Акцессорные минералы представлены в основном окатанными зернами эпидота, цоизита и клиноцоизита. Кроме того, присутствуют крупные (0,1—0,4 мм) окатанные зерна бесцветного изотропного граната, а также единичные зерна циркона и турмалина. Акцессорные минералы локализованы в отдельных микропрослойках, составляя до 10—15% породы. В основном же содержание их невысоко и обычно не превышает 1%. Таким образом, в изучаемых породах, наряду с характерной для шокшинской свиты обломочной ассоциацией, отмечается примесь необычного материала: полевые шпаты, эпидот, цоизит, гранат, а также зерна кварца и полевых шпатов, переполненные мелкими кристалликами эпидота.

В породах довольно интенсивно развиты конформные структуры обычно при полном отсутствии регенерационного кварца. Вероятно, растворявшаяся в этих слоях кремнекислота переносилась в слои хорошо отсортированных бесцементных песчаников, где и осаждалась в виде аутигенного кварца, регенерировавшего обломочные зерна. Однако в ряде образцов некоторые поровые пространства выполнены аутигенным кварцем. В одних случаях кварц частично замещает, частично включает в себя слюдистые минералы цемента, образуя характерную сетчатую структуру, причем аутигенные образования кварца обнаруживают одинаковую оптическую ориентировку с какими-либо обломочными зернами. В других случаях выделения аутигенного кварца, разобщенные серицитом, характеризуются различной оптической ориентировкой, формируя своеобразный аутигенный слюдисто-роговиковый агрегат (табл. XIX, 1). Эти два типа цементации обнаруживают самые постепенные переходы; часто периферийные, прилегающие к обломочным зернам участки пор выполнены регенерационным кварцем с сетчатой структурой, тогда как центральные части их образованы слюдисто-роговиковым агрегатом.

Инкорпорационные и микростилолитовые структуры развиты незначительно в изучаемых породах. Микростилолиты отмечаются лишь в виде

неглубоких (до 0,002 мм) взаимных захождений шипов контактирующих кварцевых зерен. Микростиллитовые поверхности растворения отсутствуют.

Различаются две разновидности цементирующего пороку серицита. В некоторых образцах поровые пространства выполнены тонкочешуйчатым, сравнительно слабо интерферирующим агрегатом; в большинстве же случаев серицит представлен крупночешуйчатой разновидностью. Нередко наблюдается переход полуразложенных гидратизированных листочков обломочных слюд в крупночешуйчатый серицит (табл. XIX, 2). Мелкочешуйчатый серицит скорее всего сформировался в результате раскристаллизации седиментогенного глинистого цемента. Некоторые поровые пространства выполнены частично мелкочешуйчатым, частично крупночешуйчатым серицитом. Отмечается интенсивная серицитизация обломочных зерен кварца и полевых шпатов (табл. XIX, 3). Замещающие эти зерна чешуйки серицита обычно изогнутые, крупные (0,01—0,02 мм).

Изучение тонких фракций под микроскопом показало, что серицит имеет показатели преломления $Ng'=1,600$ и $Np'=1,585$. Результаты частичного химического анализа фракций $<0,001$ и $<0,01$ мм обнаруживают высокое содержание K_2O , свойственное для серицита (табл. 21).

Таблица 21

Неполный химический анализ (%) тонких фракций

Образец, №	Фракция, мм	Na ₂ O	K ₂ O	FeO	Образец, №	Фракция, мм	Na ₂ O	K ₂ O	FeO
374	<0,001	0,26	6,20	0,29	548	<0,01	1,31	6,50	0,29
374	<0,01	0,55	6,20	0,29	555	<0,01	1,31	5,47	0,43
523	<0,001	0,38	8,30	Нет	559	<0,001	0,63	8,90	0,16
523	<0,01	0,30	7,30	0,15	559	<0,001	0,84	8,60	0,21
548	<0,001	0,96	7,80	0,34					

В ряде образцов отмечается повышенное против обычного содержание K_2O . Интересно отметить, что именно эти образцы наиболее обогащены обломочным плагиоклазом.

Термокровая фракции $<0,001$ мм не обнаруживает заметных эффектов, что также характерно для серицита (рис. 10). Во фракции $<0,01$ мм отмечается небольшое количество каолинита, формирование которого связано, как показано ниже, с современным



Рис. 10. Термокровые фракций $<0,001$ мм (а) и $<0,01$ мм (б) кварцито-песчаников скв. у ст. Ладва

выветриванием. Рентгеноструктурный анализ фракции $<0,001$ мм однозначно показал, что цемент описываемой породы сложен гидрослюдой мусковитового типа — серицитом (табл. 22).

Спектральный анализ тонких фракций показывает обычный для пород шокинской свиты набор малых элементов (табл. 23). Присутствие необычного материала — зерен полевых шпатов, эпидота и граната — совершенно не повлияло на содержание малых элементов.

Обломочные зерна, слагающие породу, подвергаются разнообразным метасоматическим реакциям замещения. Полевые шпаты — микроклин

**Межплоскостные расстояния и интенсивность отражений фракции
<0,001 мм (обр. № 559)**

Ориентированный природный		Ориентированный прогретый		Ориентированный природный		Ориентированный прогретый		Ориентированный природный		Ориентированный прогретый	
Интенсивность	d, Å	Интенсивность	d, Å	Интенсивность	d, Å	Интенсивность	d, Å	Интенсивность	d, Å	Интенсивность	d, Å
6	10,2	6	10,2	5	2,58	5	2,59	5	1,502	5	1,504
4	4,97	5	4,99	1	2,474	2	2,50	1	1,483	1	1,483
3	4,50	4	4,52	4	2,388	3	2,393	1—2	1,450	2	1,452
2	4,28	2	4,26	1	2,257	2	2,261	1	1,434	1	1,425
2	3,69	2	3,70	1	2,199	1	2,203	3	1,375	3	1,375
2—1	3,51	2—1	3,58	4	2,132	3	2,132	3	1,342	3	1,347
10	3,34	10	3,34	—	—	1	2,070	4	1,299	4	1,302
2	3,20	2	3,20	5	1,987	6—5	1,994	—	—	1	1,279
1	3,07	1	3,08	3	1,813	3	1,816	3	1,249	3	1,253
1	2,98	2	2,99	2	1,692	1	1,689	2—1	1,226	1	1,225
1	2,87	2—1	2,89	5	1,650	5	1,652	2	1,200	2	1,199
1	2,78	1	2,78	1	1,596	1	1,601	2—1	1,179	2—1	1,179
2	2,69	2	2,69	2—1	1,537	2	1,537				

и плагиоклаз — нередко частично замещаются аутигенным кварцем, однако этот процесс в изучаемой разновидности менее обычен, чем в вышеописанной. Гранат или полностью, или же частично замещен хлоритом, причем хлорит часто замещается мусковитом (табл. XIX, б). Хлоритизация подвергается преимущественно с периферии также некоторые зерна цоизита (табл. XIX, 4). Лейкоксен, участками отмечющийся в поровых пространствах, вероятно, является продуктом преобразования титанистых минералов, изначально присутствовавших в породе. В свою очередь, лейкоксен частично раскристаллизован в анатаз. Отмечаются различные формы выделений аутигенного цоизита.

Таблица 23

Спектральный анализ тонких фракций

Элемент	Фракция, мм				
	<0,001	<0,01	<0,001	<0,01	<0,01
	Обр. 374		Обр. 548		Обр. 523
Ag	Следы	0,0001	0,0001	Следы	Следы
Be	»	Следы	Следы	»	»
Cd	—	—	0,001—0,003	—	—
Co	0,0001	0,0003	0,0003—0,0005	0,0005	0,0001—0,0003
Cr	0,0007	0,002	0,003	0,007	0,002
Cu	0,001	0,003—0,005	0,003—0,005	0,005	0,003
Ga	0,001	0,001—0,003	0,001—0,003	0,001—0,003	0,001
Mn	Следы	0,001	0,001	0,001	Следы
Ni	0,0005	0,001	0,001	0,001—0,003	0,0005
Pb	Следы	0,001	0,001—0,003	0,001—0,003	Следы
Sn	—	—	Следы	Следы	»
V	0,0006	0,002—0,003	0,003—0,006	0,003—0,006	0,002
Zn	Следы	0,001—0,003	0,001—0,003	0,003	0,001
Zr	»	0,01—0,03	—	—	0,01

Обычно он регенерирует обломочные зерна эпидота и цоизита (табл. XIX, 5), иногда же выполняет поровые пространства, или же замещает обломочные зерна по трещинам.

В ряде образцов наблюдаются слабо развитые структуры дифференциального скольжения. Других проявлений динамометаморфизма в породах не отмечается. Из поздних процессов преобразования пород следует отметить карбонатизацию и каолинизацию.

Вторичный кальцит цементирует иногда значительные участки пород обычно в виде крупных монокристаллов, замещая серицитовый цемент и глубоко корродируя и замещая обломочные зерна. Зерна кварца и полевых шпатов, замещенные с краев крупночешуйчатым серицитом, предохраняются им от агрессивного воздействия кальцита; серицит остается в кальцитовый массу в виде каемок на обломочных зернах (табл. XX, 1). Замещению кальцитом нередко подвергаются зерна, контактирующие через структуры дифференциального скольжения, что однозначно указывает на его позднюю природу.

В некоторых образцах из верхних частей разреза отмечаются выщелоченные пустотки, края которых оконтурены окислами железа; часть из них выполнена чрезвычайно тонкочешуйчатым каолинитом. В этих образованиях иногда отмечаются реликты обломочных зерен эпидота (табл. XX, 2). Следовательно, они являются псевдоморфозами каолинита по обломочному эпидоту. Приуроченность псевдоморфоз к верхним частям разреза однозначно указывает на позднее их происхождение в условиях поверхностного выветривания.

Полевошпатсодержащие алевролиты и слюдястые алевролиты

Как уже отмечалось, в разрезе скважины присутствуют отдельные маломощные прослои тонкозернистого сложения — алевролиты и слюдястые алевролиты. Мощность их колеблется от первых миллиметров до 10—15 см; алевролиты разделены прослоями песчаных пород мощностью от 1 до 5 м. В нижней части разреза количество прослоев алевролитов несколько увеличивается. Макроскопически описываемые породы красновато-коричневые с лиловым оттенком, сложение их тонкозернистое, излом неровный, матовый. Порода отличается значительной прочностью, несколько уступающей вышеописанным разновидностям.

В сложении породы принимают участие обломочные зерна алевритовой размерности, обломочные слюды (и продукты их разложения), песчаные зерна, а также окислы железа. Соотношение перечисленных компонентов сильно варьирует. В зависимости от этого породы тяготеют то к железистым микалитам, то к алевролитам.

Алевролиты с незначительным содержанием слюд встречаются редко. По составу обломочные зерна алевритовой размерности не отличаются от песчаных фракций вышеописанных разновидностей. Среди них отмечаются, при резком преобладании кварца, единичные зерна полевых шпатов (преимущественно микроклина), кремнистых пород, а также акцессорных минералов — эпидота, цоизита, клиноцоизита, граната и турмалина. Размер акцессориев или алевритовой, или превосходит алевритовую размерность. В некоторых микропрослоях акцессорные минералы образуют значительные скопления и составляют до 10% обломочной части. Кроме того, в породе присутствует значительное, иногда до 2—3%, количество зерен магнетита размером от 0,01 до 0,1 мм. Обломочные слюды, присутствующие в породе, судя по характеру преобразования, скорее всего были представлены биотитом. В породе содержится значительное количество окислов железа, которые присут-

ствуют в виде довольно равномерно распределенной рудной сыпи — мельчайших (порядка 0,001 мм) зернышек, а также образуют сгустковые скопления. Особенно часто наблюдается ожелезнение эпигенетически преобразованных листочков обломочных слюд, которые указывают на то, что последние, по-видимому, были представлены биотитом. В результате эпигенетического преобразования листочки биотита сильно деформированы, гидратизированы, мусковитизированы и ожелезнены. Вероятно, значительная часть мелких чешуек биотита разложена и преобразована в крупночешуйчатый серицит. Показатели преломления его, по данным изучения тонких фракций, составляют $Ng' = 1,600$, $Np' = 1,585$. Неполный химический анализ тонкой фракции показал довольно высокое содержание K_2O , равное 7,10% ($Na_2O = 0,30\%$, $FeO = 0,15\%$). Набор малых элементов, характеризующих фракции $<0,001$ и $<0,01$ мм, обычен (табл. 24).

Таблица 24

Спектральный анализ тонких фракций (обр. 517)

Элемент	Фракция, мм		Элемент	Фракция, мм	
	$<0,001$	$<0,01$		$<0,001$	$<0,01$
Be	Следы	Следы	Ni	0,001	0,001
Co	0,0003	0,0003	Pb	0,001	Следы
Cr	0,003	0,002—0,003	Sn	Следы	—
Cu	0,003—0,005	0,001—0,003	V	0,003—0,006	0,003
Ga	0,001—0,003	0,001	Zn	0,001—0,003	0,001
Mn	0,001	0,001	Zr	Следы	0,01

Высокое содержание обломочных слюд в породе обусловило своеобразный характер развития структур растворения. Особенно интенсивно растворяются зерна песчаной размерности, разбросанные в массе алевролита. Они причудливо фестончато изъедены на контакте с обломочными слюдами и приобретают уплощенную форму (табл. XX, 3, 4). Там, где обломочные зерна плотно соприкасались друг с другом, иногда возникают глубоко взаимно проникающие микростилолитовые шипы. Количество перешедшей в раствор кремнекислоты, вероятно, соответствует 50—70% изначального объема обломочных зерен кварца. Таким образом, прослой слюдяных алевролитов в эпигенетическую стадию преобразования пород, по-видимому, являлись основным «поставщиком» кремнекислоты для образования аутигенного кварцевого цемента. Наблюдается также интенсивная серицитизация обломочных зерен кварца и полевых шпатов. Для серицита характерны крупночешуйчатые агрегаты и высокая интерференционная окраска.

Так же, как и в вышеописанных разновидностях, в слюдяных алевролитах имели место различные метасоматические процессы. Зерна граната замещены хлоритом и серицитом; отмечается также хлоритизация зерен эпидота. Окварцевание зерен полевых шпатов наблюдается довольно редко.

В некоторых образцах отмечаются единичные зерна, являющиеся псевдоморфозами тонкочешуйчатого каолинита по каким-то обломочным минералам. Эти псевдоморфозы характеризуются округлыми формами при размере 0,1—0,2 мм, а также каемками окислов железа. Вероятно, псевдоморфозы каолинита образовались в результате поверхностного выветривания каких-то определенных минералов; в вышеописанной разновидности отмечаются единичные реликты эпидота и цонзита в этих псевдоморфозах.

*Олигомиктовые мелкозернистые кварцито-песчаники
с серицитовым и карбонатным цементом*

Описываемые породы обнажаются в русле р. Важенки в 500 м на восток от конца ущелья Генсой-сельга. Кварцито-песчаники характеризуются массивным сливным сложением, зернистым матовым изломом и розовато-серой окраской. По своему облику они несколько отличаются от шокшинских кварцито-песчаников обычного типа.

Породы сложены в основном зернами кварца (90%). Полевые шпаты, составляющие около 5% породы, представлены кислым плагиоклазом (альбит и альбит-олигоклаз) и микроклином в равных соотношениях. Кроме того, в породе присутствуют единичные обломки кремнистых пород. Акцессорные минералы представлены в основном эпидотом и клиноцоизитом, которые составляют до 1—2% объема пород; присутствуют также единичные зерна турмалина и эпигенетические псевдоморфозы хлорита по обломочным зернам граната. Размер основной массы обломочных зерен колеблется от 0,05 до 0,15 мм. Среди них разбросаны крупные обломочные зерна размером 0,25—0,6 мм, составляющие до 10% объема пород.

Мелкопесчаные зерна окатанно-угловатые и угловатые. Среди крупных зерен преобладают полуокатанные. Породы сцементированы крупночешуйчатым серицитом и кальцитом. Цемент составляет до 15% объема пород. В породах довольно интенсивно развиты конформные структуры растворения и почти полностью отсутствует регенерация кварца. Многочисленные зерна эпидота и клиноцоизита часто обрастают регенерационными каемками (табл. XX, 5). Как уже указывалось, отмечается явление замещения зерен граната хлоритом.

Процессы динамометаморфизма в описываемой разновидности, по сравнению с породами ущелья Генсой-сельга, слабо изменили эпигенетическую структуру породы. Бластез практически отсутствует. Между некоторыми зернами отмечаются довольно интенсивно выраженные структуры дифференциального скольжения. С динамометаморфизмом, по-видимому, связана пластическая деформация некоторых зерен полевых шпатов. Зерна плагиоклаза, подвергающиеся пластической деформации, претерпевали частичную деапортитизацию (Копелиович, 1962), проявившуюся в понижении показателя преломления отдельных частей зерен.

Наиболее поздним процессом преобразования пород является карбонатизация. Крупнокристаллический кальцит, составляющий до 10% объема пород, замещает как участки цемента, так и обломочные зерна. Нередко наблюдается замещение кальцитом участков структур дифференциального скольжения, что свидетельствует о его более позднем происхождении. Зерна кварца и полевых шпатов интенсивно корродированы кальцитом, причем коррозия сопровождается выявлением их кристаллографических элементов. Растворенное вещество тут же перетлагается, образуя регенерационные альбитовые каемки вокруг зерен плагиоклаза, отличающиеся от обломочных зерен лишь несколько меньшим показателем преломления (табл. XX, 6). Таким образом, эпигенетические процессы продолжались и после динамометаморфизма пород.

СТАДИИ И ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ПОРОД ШОКШИНСКОЙ СВИТЫ

Проведенные исследования показали, что породы шокшинской свиты существенно преобразованы. Однако процессы глубинного эпигенеза и динамометаморфизма лишь частично стерли черты, приобретенные породами в более ранние этапы преобразования. Более того, в них сохранился ряд признаков, характеризующих условия осадконакопления.

Изучение последовательности минерало- и структурообразования в породах шокшинской свиты позволило установить стадийный характер их изменений (табл. 25).

УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ПОРОД ШОКШИНСКОЙ СВИТЫ

(Седиментогенез)

Весь комплекс первичных признаков отложений шокшинской свиты — косая слоистость, знаки ряби, трещины усыхания — свидетельствует об их накоплении в условиях мелководного бассейна (Галдобина, 1958_{1, 2}). Основываясь на текстурных наблюдениях, Л. П. Галдобина предполагает, что отложения, развитые в районе Шокшинского карьера, формировались в условиях дельты. На основании статистических замеров направлений падения косой слоистости она пришла к выводу, что снос обломочного материала для формирования пород шокшинской свиты происходил преимущественно с северо-запада. Л. П. Галдобина считает, что бассейн был сильно вытянут с северо-запада на юго-восток, поскольку знаки ряби в шокшинских отложениях простираются преимущественно именно в этом направлении.

Петрографическое изучение пород шокшинской свиты и, в частности, исследование тонких фракций позволило получить ряд новых данных, уточняющих условия их седиментации. Практически чисто кварцевый состав кварцито-песчаников и обильное содержание в них окислов железа послужили основанием для Л. П. Галобиной (1958_{1, 2}) считать, что отложения шокшинской свиты формировались в условиях интенсивного выветривания. Новые данные свидетельствуют о том, что климатические условия в шокшинское время обусловили скорее умеренное, нежели интенсивное, выветривание пород в областях сноса. В основании разреза (Шокшинский карьер) действительно отмечаются прослои, содержащие единичные каолинизированные зерна полевых шпатов. В то же время установлено, что в породах шокшинской свиты содержалось значительное количество биотита, по-видимому, довольно свежего, в дальнейшем, в результате процессов эпигенеза в большей или меньшей степени преобразованного в серицит. В отдельных прослоях содержание обломочного биотита столь высоко, что породу следует относить к

Стадии и этапы преобразования пород шокшинской свиты

Стадия и этап преобразования		Изменение обломочных минералов. Возникающая структура	Минеральные новообразования
Диагенез		Формирование железистых «рубашек» на обломочных зернах. Образование конкреций	Оксиды железа, фосфаты, карбонаты (?)
Начальный эпигенез		Гидратизация и распад обломочных слюд, частичное преобразование первичного глинистого цемента. Цементационные структуры	Гидрослюда, хлорит, оксиды железа
Глубинный эпигенез	Этап формирования конформно-регенерационных структур	Регенерация кварца, плагиоклаза и акцессорных минералов Замещение кварцем полевых шпатов. Замещение эпидота и граната хлоритом. Серицитизация цемента и обломочных зерен. Структуры растворения под давлением: конформные, инкорпорационные, микростилолитовые	Кварц, альбит, цеолит (?), хлорит, серицит, концит, клиноцоизит, турмалин, анатаз, гематит, фуксит
	Этап поздней микростилолитизации	Микростилолитовые швы, секущие ранее образованные конформно-регенерационные структуры	
Метаморфизм	Контактовый метаморфизм	Рекристаллизационный бластез	Магнетит, апатит, эпидот, пренит, хлорит, биотит, рутил
	Динамометаморфизм	Структуры рекристаллизационного и рекристаллизационно-грануляционного бластеза, дифференциального скольжения, «смятия» кварца, blastomylonitовые; полосы Бёма, катаклаз	Серицит, мусковит, гематит, магнетит, турмалин, рутил, пирофиллит
Поздние процессы преобразования		Замещение кальцитом цемента пород и обломочных зерен. Регенерация плагиоклаза	Кальцит, альбит
Гипергенез		Обесцвечивание пород. Каолинизация обломочных зерен эпидота	Каолинит

группе существенно слюдястых обломочных пород — микалитов. Как известно, биотит относится к числу малоустойчивых в условиях выветривания минералов; следовательно, выветривание в областях сноса, снабжавших отложения обломочными слюдами, было, очевидно, не столь интенсивным, как обычно принято считать. В кварцито-песчаниках второй пачки верхней подсвиты присутствуют совершенно свежие зерна плагиоклаза и микроклина, что также свидетельствует о слабой выветрелости соответствующих материнских пород.

Однозначное определение местоположения источников сноса, снабжавших шокшинские отложения обломочным материалом, весьма затруднительно. Практически мономинеральный кварцевый их состав может означать или размыв обычных магматических пород (гранитоидов) в условиях сильного выветривания, или размыв метаморфических, существенно кварцевых пород, или же вторичное переотложение осадочных пород — песков и песчаников. Первое предположение отпадает

по рассмотренным выше причинам. Метаморфические породы также вряд ли могли быть материнскими для интересующих нас осадков, поскольку по крайней мере 70% слагающих шокшинские кварцито-песчаники обломочных зерен кварца имеют монокристаллическое строение и лишены волнистого угасания.

Скорее всего, отложения шокшинской свиты сформировались за счет перемыва более древних терригенных осадочных толщ. Возможно, одним из источников служили нижележащие породы петрозаводской свиты, о чем свидетельствует значительная общность ассоциаций акцессорных минералов и обломков пород. В отложениях обеих свит содержатся турмалин и циркон; очень характерно присутствие обломков окварцованных кислых эффузивов и кремнистых пород различной степени раскристаллизации. Полное отсутствие полевых шпатов в большей части разреза шокшинской свиты следует все же, по-видимому, объяснить выветриванием. На обломочных зернах кварца отсутствуют каемки вторичного разрастания. Следовательно, если породы петрозаводской свиты действительно служили источником терригенного материала для шокшинских отложений, то размыв их происходил до стадии глубинного эпигенеза. Однако ранее существовавшие терригенные толщи не могли снабжать рассматриваемые осадки биотитом, содержание которого в отдельных прослоях весьма высоко.

Поступление обломочного биотита в бассейны седиментации, скорее всего, связано с разрушением каких-то метаморфических толщ, которые могли частично снабжать шокшинские отложения и кварцевым материалом. Формирование полевошпатсодержащих отложений верхней под-свиты, несомненно, обусловлено временным проявлением влияния дополнительного источника сноса. Об этом свидетельствует своеобразная минеральная ассоциация — микроклин, плагиоклаз, эпидот, гранат, — которая присутствует в породах наряду с обычной для шокшинской свиты ассоциацией (кварц, обломки кремнистых пород, турмалин, циркон), как бы накладываясь на нее. Зерна полевых шпатов и кварца часто переполнены мельчайшими включениями эпидота.

Изучение гранулометрии полевошпатсодержащих кварцито-песчаников показало, что распределение обломочных зерен по фракциям нередко бывает «двугорбим», что также свидетельствует о разнородности источников сноса. Временный характер действия дополнительного источника сноса однозначно устанавливается при рассмотрении скважины в районе ст. Ладва, где в разрезе выше или ниже полевошпатсодержащего горизонта присутствуют обычные для шокшинской свиты мономинеральные кварцито-песчаники.

Положение питающих провинций и направление сноса не могут считаться в настоящее время окончательно выясненными. Некоторым указанием на то, что снос обломочного материала происходил преимущественно с северо-запада, является преобладающее юго-восточное падение косой слоистости (Галдобина, 1958_{1,2}).

Изучение гранулометрии отложений шокшинской свиты¹ показало, что изначально они были представлены осадками нескольких типов, в большей или меньшей степени присущих для любого из изученных частных разрезов. Наиболее характерным типом являлись мелко- и среднезернистые (M_d колеблется от 0,14 до 0,27 мм) хорошо отсортированные осадки ($S_0=1,23-1,34$, рис. 11), впоследствии преобразовавшиеся в кварцито-песчаники с регенерационным кварцевым цементом. Вторую группу, значительно менее распространенную, составляют разнотернистые отложения иногда с примесью зерен гравийной и галечной размер-

¹ Определение гранулометрии производилось путем подсчета в шлифах без учета поправок на произвольный срез обломочных зерен.

ности, характеризующиеся значительно менее совершенной сортировкой (S_0 колеблется от 1,67 до 2,45). Медианный размер слагающих их обломочных зерен составляет от 0,17 до 0,28 мм. Сформированные в процессе эпигенеза за счет этих пород кварцито-песчаники содержат в большем или меньшем количестве серицитовый, а иногда хлоритовый цемент. Как было показано, серицит является в основном продуктом преобразования обломочного биотита, иногда же формируется и за счет первичного глинистого цемента. Редкие прослои алевролитов обычно хорошо отсортированы, но иногда содержат примесь песчаного материала. Они слагаются в основном зернами размером 0,05—0,15 мм.

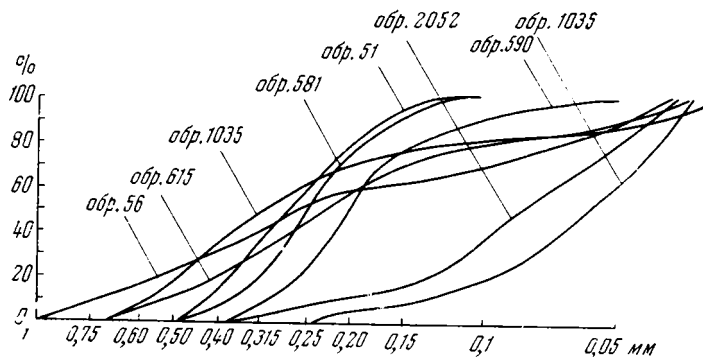


Рис. 11. Кумулятивные кривые основных типов пород шокшинской свиты

Довольно обычным типом пород для шокшинской свиты являются микалиты — породы, сложенные обломочными слюдами с примесью окислов железа и кварцевых зерен песчаной размерности. Наконец, тонкие глинистые, сильно перекристаллизованные в эпигенезе и метаморфизме прослои присутствуют лишь спорадично — в приконтактных сланцах разреза у дер. Педасельга и в самых верхах шокшинской свиты (скв. у пос. Деревянка). Рассмотрение характера гранулометрии осадков шокшинской свиты показывает, что отложение их происходило в условиях высокой гидродинамической активности, не допускавшей осаждения тонкоотмученного материала. К подобному выводу ранее пришла Л. П. Галдобина. Хорошая в основном сортированность отложений шокшинской свиты указывает на неоднократный и длительный перемыв осадков.

Вместе с тем установлено, что в бассейн вносилось значительное количество коллоидных взвесей, коагулировавших под действием электролитов — солей, растворенных в морском бассейне. Красная, розовая и малиновая окраска шокшинских кварцито-песчаников обусловлена выпадением геля окислов железа, перераспределенных впоследствии в диагенезе. Как уже отмечалось, окислы железа обычно образуют каемки-«рубашки» вокруг обломочных зерен. Исследование вещества этих «рубашек» показало, что они содержат наряду с окислами железа ($\text{Fe}_2\text{O}_3 = 9,44\%$) значительное количество окиси алюминия ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 12,66\%$)¹. Таким образом, в состав привносившихся коллоидов входили алюмосиликаты, по-видимому, глинистые частицы, а возможно, и гель Al_2O_3 .

Значительное обогащение кварцито-песчаников Шокшинского карьера окислами железа, по сравнению с другими породами шокшинской свиты, выражающееся в интенсивной малиновой их окраске, хорошо

¹ Низкое значение Fe_2O_3 и Al_2O_3 обусловлено значительным разбавлением фракции обломочным кварцем.

согласуется с представлениями Л. П. Галдобиной о дельтовом характере этих отложений. Как известно, особенно интенсивная коагуляция коллоидов железа происходит именно при смешении речной воды с морской (Страхов, 1960).

Спектральный анализ тонких фракций показал весьма определенную и удивительно постоянную по всему разрезу ассоциацию малых элементов: Ag (следы), Be (следы), Co, Cr, Cu, Ga, Mn, Ni, Pb, Zn, V, Zr. Содержание их или кларковое, или ниже кларкового. Присутствие циркония связано, по-видимому, с содержанием в породах соответствующей минеральной формы — циркона. Интересно отметить, что в породах второй пачки верхней подсвиты (полевошпатсодержащих), характеризующихся значительно большей, по сравнению с остальными породами, пестротой минерального состава и разнообразным метасоматическим преобразованием обломочных зерен в эпигенезе, отмечается та же ассоциация малых элементов и в тех же количественных соотношениях. Можно предположить, что набор и содержание малых элементов в шокшинских кварцито-песчаниках не изменялись в процессе метаморфизма и эпигенеза и, по-видимому, отражают геохимические условия осадкообразования. Подобная ассоциация малых элементов отмечалась М. А. Глаголевой (Страхов, 1960) в грубых и тонких взвешях, мигрирующих в реках Черноморского бассейна наряду с коллоидным железом.

Н. М. Страхов (1960) считает, что такие микроэлементы, как V, Cr, Ni, Co, Cu, Ba, Sr, Pb адсорбируются в морском бассейне гелями Fe_2O_3 , MnO и Al_2O_3 , а также коагулирующей силикатной мутой. Таким образом, набор и содержание малых элементов в породах шокшинской свиты отражают обычные для бассейнов геохимические условия осадкоаккумуляции.

Отмечается вполне определенная зависимость содержания ряда малых элементов, особенно Cr, V, Zn и Co от количества присутствующих в породах окислов железа (рис. 12). Следовательно, фиксация малых элементов в породах связана с их адсорбцией коагулирующими коллоидами, главным образом гелем окислов железа.

Единичная находка фосфатной конкреции в районе озера Лососиное свидетельствует также о весьма спорадическом, очевидно, поступлении в бассейн фосфора. Однако химические анализы пород, за исключением одного (стр. 73), показали отсутствие фосфора в породах в рассеянном состоянии.

ДИАГЕНЕЗ

Несмотря на глубокие эпигенетические изменения в породах шокшинской свиты сохранился ряд признаков, позволяющих хотя бы частично восстановить характер преобразования их в диагенезе. Вероятно, со стадией диагенеза связано перераспределение скоагулировавших коллоидов окислов железа в толще песчаных пород. Исследование

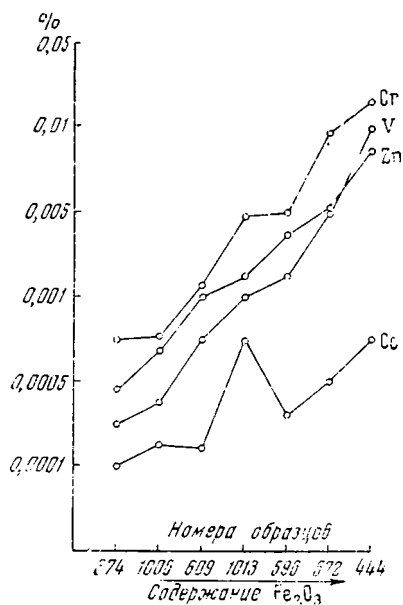


Рис. 12. Соотношение содержания некоторых малых элементов и окислов железа в тонких фракциях (<0,001 мм)

пород под микроскопом показало, что окислы железа распределены в кварцито-песчаниках не беспорядочно, а образуют вокруг обломочных зерен оболочки — «рубашки». По-видимому, положительно заряженные мицеллы железа, имеющие строение $x \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot y \cdot \text{H}_2\text{O} \cdot z \text{Fe}^{++}$ (Некрасов, 1960), притягиваются к отрицательно заряженным зернам кварца. В свою очередь, формирующие каемки окислов железа стягивают отрицательно заряженную алюмосиликатную взвесь. При внимательном рассмотрении микрослойков, обогащенных окислами железа, обнаруживается, что некоторые крупные обломочные зерна, расположенные частично внутри этих микрослойков, частично же вне их, имеют заметную железистую рубашку лишь на стороне, обращенной внутрь слойка. Подобная картина распределения окислов железа указывает на поступление их в бассейн в форме коллоидных взвесей. Если бы обломочные зерна попадали в бассейн уже в «рубашках» окислов железа, то их гравитационная дифференциация привела бы к скоплению в микрослойки обломочных зерен, окруженных железистой оболочкой равномерно, а не только на стороне, обращенной внутрь микрослойка.

Одновременное и в то же время неравномерное поступление в бассейн терригенного песчаного материала и коллоидных взвесей обусловило обогащение окислами железа одних прослоев (малиновая окраска), при относительно малом содержании их в других (светло-розовая окраска). Косая и горизонтальная слоистости, отчетливо наблюдавшиеся в стенках Шокшинского карьера по чередованию прослоев, окрашенных то в малиновые, то в розовые тона, нередко контролируется различной их гранулометрией; обычно мелкозернистые разности отличаются более яркой и густой окраской. Однако в ряде случаев, обычно в мощных равнотернистых светло-розовых прослоях наблюдаются ярко окрашенные малиновые полосы, напоминающие косую слоистость, но совершенно не согласующиеся с гранулометрией пород. Иногда эти псевдослойки очень круто по отношению к горизонтальной слоистости загибаются вверх и даже в обратную сторону. По-видимому, формирование подобной «косой слоистости» связано также с перераспределением коллоидов окислов железа в осадках в диагенетическую стадию, наподобие колец Лизеганга. Это явление, совершенно не связанное с седиментацией пород, может легко ввести в заблуждение геологов, занимающихся фаціальным анализом.

К стадии диагенеза относится формирование фосфатной конкреции, обнаруженной нами в породах разреза скважины в районе озера Лососиное. Эта конкреция сложена обломочными зернами, базально сцементированными фосфатными минералами (апатитом двух генераций, табл. VI, 4). Ранняя цементация этого участка обусловила своеобразный ход эпигенетического преобразования, не затронувшего обломочные зерна и выраженного лишь в перекристаллизации фосфатного вещества.

На Шокшинском карьере среди обычных кварцито-песчаников отмечаются два прослоя, обогащенных своеобразными «шарами», отличающимися от вмещающих пород более светлой окраской и пористым строением. Как показали исследования под микроскопом, в них полностью отсутствует эпигенетический кварцевый цемент. По-видимому, участки пород, имеющие форму конкреций, в диагенезе были сцементированы каким-то хемогенным веществом (фосфатом или карбонатом), впоследствии выщелоченным. Механизм формирования как «шаров», так и фосфатной конкреции совершенно неясен.

Начальный эпигенез

Раннеэпигенетические преобразования, так же, как и диагенетические, в породах шокшинской свиты распознаются с трудом вследствие наложения интенсивных процессов глубинного эпигенеза и динамометаморфизма в последующие этапы их изменения. По существу к числу раннеэпигенетических изменений можно с уверенностью отнести лишь преобразование обломочных слюд, представленных первоначально в основном биотитом.

Этап начального эпигенеза, проявленный в породах шокшинской свиты, не имеет резких границ ни с диагенезом, ни с глубинным эпигенезом. Преобразование обломочных слюд началось, возможно, еще в диагенезе; переход же продуктов их изменения в серицит следует связывать с глубинным эпигенезом. Имеются прямые доказательства, свидетельствующие о том, что преобразование обломочных слюд предшествует формированию конформно-регенерационных структур в этап глубинного эпигенеза. Иногда отмечается захват регенерационным кварцем мусковитизированных и гидратизированных листочков биотита (табл. XIV, 4). Обычными являются своеобразные сетчатые структуры прорастания аутигенного кварца и серицита, являющиеся, вероятно, результатом частичного замещения продуктов разложения обломочных слюд кварцем (табл. XVI, 5).

Процесс преобразования обломочных слюд заключается в их мусковитизации и гидратизации, сопровождающихся разбуханием листочков и возникновением образований типа вееров и «столбиков монет» (табл. XIV, 6; XV, 1). Гидратизация и мусковитизация биотита сопровождается переходом двухвалентного железа в трехвалентную форму и частичным выносом его из кристаллической решетки и замещением ионами алюминия. Вместе с этим идет замещение ионов калия ионами гидроксония. Выносимое из решеток железо частично фиксируется в самих листочках преобразованных слюд в виде мельчайших зернышек окислов железа, расположенных преимущественно вдоль трещин спайности (табл. XIV, 2, 6). В породах отчетливо прослеживаются самые постепенные переходы от полуразложенных листочков биотита к крупночешуйчатым агрегатам серицита (табл. XVII, 6). Возможно, обломочные слюды изначально замещались гидрослюдами, впоследствии, в этап глубинного эпигенеза, перешедшими в серицит.

Иная картина преобразования обломочных слюд наблюдается в породах разреза скважины у озера Лососинное. Здесь листочки биотита преобразовались в агрегаты вермикулитоподобных выделений низкоинтерферирующего бесцветного диоктаэдрического хлорита, тесно ассоциирующих с листочками гидрослюд. Вероятно, этот процесс происходил при значительно меньшей концентрации K_2O , вследствие чего формирование диоктаэдрических гидрослюд могло осуществляться лишь частично. Как будет показано ниже, подобный характер процесса преобразования обломочных слюд связан с низким содержанием в породах терригенных компонентов, содержащих щелочи. Возможно также, что биотит пород разреза у озера Лососинное изначально, к моменту формирования осадка был уже достаточно сильно изменен в выветривании.

Первичный глинистый цемент, в незначительном количестве содержащийся в некоторых разновидностях, также, по-видимому, претерпевал некоторые изменения в начальном эпигенезе, которые, однако, не распознаются отдельно от более позднего преобразования, связанного с последующими этапами. С начальным эпигенезом (возможно, даже с диагенезом) связано коллоидное перераспределение окислов железа

в глинистом цементе некоторых алевролитов (Шокшинский карьер, табл. IV, 2). Вероятно, до перераспределения окислы железа были равномерно рассеяны по всей массе цемента этих пород.

Преобразование обломочных слюд в слюдистых алевролитах и микалитах существенно отличается от изменения биотитового детрита в песчаных породах. В микалитах, содержащих обильные окислы железа (скважина у дер. Кривое Колено), листочки слюд преобразованы сравнительно мало — лишь мусковитизированы, несколько гидратизированы и изогнуты. С уменьшением содержания окислов железа в породах заметно возрастает степень измененности биотита. По-видимому, окислы железа в какой-то мере предохраняют обломочные слюды от интенсивного разложения.

В некоторых разновидностях микалитов (Шокшинский карьер) биотит перешел в хлорит-пеннин с резко выраженной аномальной интерференционной окраской и плеохроизмом в травяно-зеленых тонах.

Глубинный эпигенез

Этап массового растворения и регенерации обломочных зерен

Процессы глубинного эпигенеза наиболее существенно изменили первоначальный облик породы и привели к ее полной литификации. Для этого этапа преобразования характерно широкое и интенсивное развитие структур растворения под давлением. Преобладающим типом этих структур в шокшинских кварцито-песчаниках являются конформные структуры. Непосредственно соприкасающиеся между собой кварцевые зерна в результате растворения кремнекислоты в участках их контактов тесно сопряжены друг с другом по плавным, часто сложноизвилистым поверхностям. Аутигенный кварц выполняет поровые промежутки между конформно контактирующими обломочными зернами кварца (табл. I, 1). Раннедиагенетическая регенерация кварца, предполагаемая А. В. Хабаковым и Л. П. Галдобииной (Галдобина, 1958₂), должна была бы снять простоту напряжений в обломочном костяке породы и предостеречь при последующем погружении толщи образование структур растворения под давлением. Однако взаимное структурное положение конформных контактов и аутигенных новообразований кварца полностью исключает возможность его регенерации вне связи со структурами растворения. Если бы цементация породы произошла раньше, за счет кремнекислоты, привнесенной извне, то развитие структур растворения стало бы невозможным. Следовательно, регенерация кварцевых зерен возникает в результате переотложения кремнекислоты, освобожденной в процессе растворения под давлением. Сближение кварцевых зерен в результате образования структур растворения, в совокупности с заполнением регенерационным кварцем поровых пространств, привело к формированию характерной кварцитовидной конформно-регенерационной структуры. Последняя обусловила сливной характер, а также высокую прочность шокшинских кварцито-песчаников.

Конформно-регенерационные структуры наиболее типичны для мелко- и среднезернистых, хорошо отсортированных песчаников, слагающих более 80% всего разреза шокшинской свиты. Характер и интенсивность развития конформных структур заметно варьируют в различных частях разреза. Наиболее отчетливо они проявлены в кварцито-песчаниках Шокшинского карьера, т. е. в самых низах разреза. В этих породах конформные структуры составляют 75—85% всех контактов между обломочными зернами. Контакты, не обнаруживающие признаков растворения под давлением (тангенциальные), составляют 12—22% и инкорпорационные — 3—5%. Подсчеты, произведенные способом реконструкции вероятных обломочных контуров зерен (рисование на клетчатой бумаге), соприкаса-

ющихся по конформным поверхностям, показывают, что количество перешедшей в раствор кремнекислоты соизмеримо с содержанием в породах аутигенного кварца (10—15%). В средних частях разреза (скважина у дер. Кривое Колено) в аналогичных вышеописанным породах конформные структуры развиты значительно слабее. Контакты конформного типа составляют 38—47%, инкорпорационные — 2—7% и тангенциальные — 50—55%. Протяженность конформных контактов и глубина взаимного проникновения зерен также значительно меньше. Регенерационный кварцевый цемент в среднезернистых кварцито-песчаниках разреза скважины у дер. Кривое Колено составляет 14—17%. По-видимому, формирование аутигенного кварца здесь связано не только с перераспределением кремнекислоты внутри слоя, но и с привнесом ее извне, из соседних пластов.

Таким образом, устанавливается отчетливая зависимость степени развития конформных структур растворения от мощности толщи пород, перекрывающей кварцито-песчаники (рис. 13). Вместе с тем это изменение носит чисто количественный характер; в результате суммарного эффекта конформации обломочных зерен и развития регенерационного цемента механическая прочность пород и их сливной характер остаются неизменными на протяжении всего разреза шокшинской свиты.

Как уже указывалось, инкорпорационные структуры в породах шокшинской свиты сравнительно редки и составляют 2—5% общего количества контактов.

Инкорпорация «кварц в кварц» встречается редко. Более обычна инкорпорация зерен кварца в обломки кремнистых пород, которые обнаруживают отчетливый ксенокластоморфизм по отношению к кварцу. Вследствие этого, кремнистые обломки нередко приобретают облик цементирующей массы по отношению к обломочным зернам кварца (табл. V, 4). Еще более резко выражен ксенокластоморфизм обломков железисто-слиудистых алевролитов.

Микростилолитовые структуры растворения менее обычны в хорошо отсортированных кварцито-песчаниках с регенерационным цементом. В этих породах микростилолитовые контакты наблюдаются лишь между отдельными зернами. Обычно они весьма несовершенны и обнаруживают переходы к конформным структурам (табл. I, 2). Иногда же отмечаются микростилолиты с длинными (0,05—0,1 мм) и узкими шипами (табл. III, 6).

Нередко микростилолитовые контакты ассоциируют с регенерационным кварцем (табл. XIV, 1).

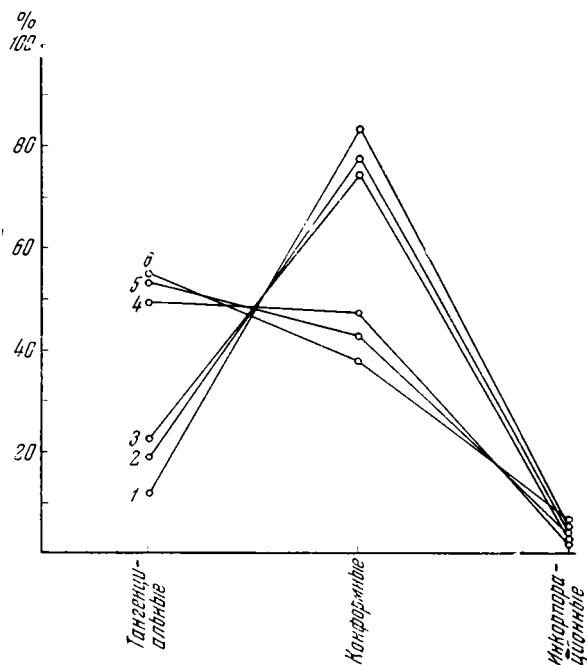


Рис. 13. Зависимость интенсивности развития структур растворения от глубины погружения пород для образцов из Шокшинского карьера (1, 2, 3) и из скважины у дер. Кривое Колено (4, 5, 6)

Для шокшинских пород в целом очень характерно интенсивное развитие микростилолитовых структур в отдельных прослоях и микропрослоях, обычно обогащенных обломочными слюдами и окислами железа. Сутурные контакты в этих зонах отмечаются практически между всеми обломочными зернами (табл. I, 2). Несмотря на полное отсутствие регенерационного кварца в этих прослоях в результате тесного сопряжения всех обломочных зерен произошла практически полная редукция поровых пространств. В отдельных участках наблюдается интенсивное развитие серий микростилолитовых поверхностей растворения, образующих в сечении шлифа протяженные сутурные линии, параллельные и субпараллельные напластованию породы (табл. I, 5). Особенно интенсивно растворение обломочных зерен проявляется в микропрослоях микалитов, где отчетливо развита фестончатая гравитационная коррозия зерен кварца (табл. XVII, 2). Она проявляется в интенсивном причудливом уплощении обломочных зерен. Структуры гравитационной коррозии являются, по-видимому, своеобразной формой микростилолитов, возникающих между зернами кварца и листочками обломочных слюд. В ряде случаев в некоторых песчаниках петрозаводской свиты подобные структуры приобретают облик обычных микростилолитов; тонкие кварцевые шипы глубоко внедряются в листочки обломочных слюд. В микалитах шокшинской свиты фестончатые структуры также обнаруживают постепенные переходы к микростилолитовым. Последние проявляются там, где зерна кварца не разобщены обломочными слюдами и окислами железа, а непосредственно контактируют друг с другом, причем шипы достигают 0,2—0,4 мм, иногда протыкая обломочные зерна насквозь (табл. XV, 3).

Таким образом, заметна отчетливая зависимость интенсивности развития стилолитизации от содержания в породах слюдистых компонентов и окислов железа. Вероятно, обломочный биотит в сочетании с окислами железа катализирует развитие микростилолитовых структур. Важно отметить, что в линзочках и микропрослоях, сложенных обломочными зернами, базально сцементированными крупночешуйчатым серицитом, являющимся продуктом преобразования обломочных слюд, структуры растворения практически отсутствуют (табл. XVII, 3). Как уже отмечалось, окислы железа препятствуют преобразованию обломочных слюд в этап начального эпигенеза, в то время, как в прослоях, лишенных окислов железа, они интенсивно преобразованы в серицит. По-видимому, каталитические свойства сохраняет лишь слабо преобразованный биотит, ассоциирующий с окислами железа. Можно предположить, что в нем сохранилось достаточное количество калия, способного, при развитии структур растворения, освобождаться и повышать pH раствора. Подобное каталитическое воздействие обломочных слюд на развитие структур растворения отмечалось А. В. Копелиовичем (1960). Однако не менее обычно развитие микростилолитовых поверхностей растворения и в прослоях, лишенных обломочных слюд, но обогащенных окислами железа (табл. I, 5). Механизм каталитического воздействия окислов железа на развитие микростилолитовых структур неясен. Возможно несколько вариантов объяснения этого механизма:

1. Каталитическое воздействие оказывают ассоциирующие с окислами железа глинистые минералы. Как уже указывалось, Хилд (Heald, 1959) и Томсон (Thomson, 1959) связывают развитие стилолитизации с повышением щелочности за счет преобразования глинистых минералов типа иллита.

2. Повышение щелочности при частичном переходе в водной среде окислов железа (Fe_2O_3) в магнетит (Fe_3O_4). Обычно такой процесс не фиксируется, однако не исключено, что магнетит присутствует в скрытом виде, завуалированный окислами железа. Иногда отмечаются отдельные

зернышки аутигенного магнетита и даже поровые пространства, выполненные этим минералом. Механизм повышения pH раствора при реакции восстановления окислов железа описали Лербекмо и Платт (Lerbekmo a. Platt, 1962).

3. Наконец, интенсификация развития структур растворения, возможно, осуществляется благодаря быстрой диффузии растворенного вещества в железистой пленке — прокладке — согласно механизму, предложенному Вейлем (Weyl, 1959).

Трудно отдать предпочтение какой-либо из трех разобранных причин каталитического воздействия прокладок окислов железа на развитие микростилолитов; не исключено, что этот механизм сложен по своей природе.

Интенсивность развития микростилолитовых структур и поверхностей растворения, приуроченных к отдельным микропрослоям, не обнаруживает заметной зависимости от глубины погружения. Напротив, в верхних и средних частях разреза, где содержатся многочисленные микропрослои, обогащенные обломочными слюдами и окислами железа, микростилолитовые структуры развиты заметно интенсивнее, чем в низах разреза. На степень развития микростилолитов исходный состав пород оказывает, по-видимому, большее воздействие, чем мощность перекрывающих толщ. В противоположность Тэйлор (Taylor, 1950), мы приходим к выводу, что микростилолиты не могут являться индикатором глубины погружения песчаных пород. Подобной точки зрения придерживается Хилд (Heald, 1955), считающий, что формирование микростилолитов может происходить уже на глубине нескольких тысяч футов.

В породах средней части разреза (скв. у дер. Кривое Колено) нередко отмечается тонкое чередование микрослоев, обогащенных окислами железа и обломочными слюдами, с микрослоями кварцито-песчаников с регенерационным кварцевым цементом (табл. XV, 4). В последних структуры растворения практически отсутствуют, а содержание аутигенного кварца достигает 20%. Цементация подобных прослоев, по-видимому, происходила за счет кремнекислоты, перешедшей в раствор в результате формирования структур растворения в слойках, обогащенных железисто-слюдыстым материалом. Таким образом, развитие микростилолитовых структур в отдельных зонах, наряду с конформацией в кварцито-песчаниках, составляющих большую часть разреза, является дополнительным источником кремнекислоты, формирующей аутигенный кварц. Эти данные хорошо согласуются со взглядами Хилда (Heald, 1955). В нижних частях разреза (Шокшинский карьер), как показывают рассмотренные данные, основным источником кремнекислоты являлись конформные структуры растворения под давлением. В средних и верхних частях (скважины у дер. Кривое Колено, ст. Ладва, у ст. Деревянка) цементация кварцито-песчаников осуществлялась как за счет перераспределения кремнекислоты внутри слоя (развитие конформных структур), так и за счет привноса из прослоев, характеризующихся интенсивным развитием структур растворения микростилолитового типа.

Аутигенный кварц, регенерирующий обломочные зерна, обычно четко отделяется от них каемкой, состоящей из окислов железа и глинистых минералов, а также многочисленных мельчайших пузырьков жидкости, распознающихся по низкому показателю преломления. Чрезвычайно характерна избирательная регенерация кварцевых зерен; в то время как одни зерна совершенно лишены регенерационных каемок, другие интенсивно регенерированы. В результате нередко наблюдается, что одна или даже несколько пор выполнены аутигенным кварцем, совпадающим по оптической ориентировке лишь с одним обломочным зерном кварца. Поэтому, если регенерируемое зерно находилось выше или ниже поверхности шлифа, то в его сечении в поровых пространствах нередко наблю-

дается аутигенный кварц, не связанный оптически ни с одним из расшлифованных зерен.

С различной способностью кварцевых зерен к регенерации связано и другое интересное явление — нарастание идиоморфных, с четкими кристаллографическими ограничениями регенерационных образований, включенных в аутигенный кварц, выполняющий все поровое пространство и связанный оптически с другим зерном. Такие образования некоторые исследователи (Gorbatshev, 1962) считают первой генерацией регенерационного кварца. Однако представляется, что формирование аутигенного кварца в породе происходило более или менее одновременно. По-видимому, для начала роста регенерационных каемок характерны их идиоморфные очертания. Поэтому возможно включение более медленно растущих идиоморфных каемок в быстро растущие, приобретающие ксеноморфные очертания, соответственно формам цементируемых зерен. Для пород, содержащих продукты преобразования обломочных слюд (серицит), очень характерны структуры захвата слюдистых минералов регенерационными каемками кварца с формированием специфических сетчатых структур (табл. XVI, 5). Подобное явление описано Хилдом и Андереггом (Held a. Anderegg, 1960) и связано, по их мнению, с частичным замещением глинистого цемента породы кварцем. Разобщенные слюдистыми минералами участки аутигенного кварца обычно характеризуются одинаковой оптической ориентировкой с регенерируемым зерном.

Однако в некоторых разновидностях (скв. у ст. Ладва) отмечается их постепенный переход по мере удаления от обломочного зерна в роговиковый агрегат, состоящий из разноориентированных мелких кристалликов кварца, разобщенных листочками слюд.

В глубинном эпигенезе продолжается дальнейшее преобразование обломочных слюд и глинистых минералов. Конечным продуктом этого процесса обычно является серицит, но как указывалось, в ряде разрезов (скв. у озера Лососинное, разрез ущелья Генсой-сельга, скв. у ст. Деревянка), породы сцементированы не серицитом, а диоктаэдрическим хлоритом. Формирование его, по-видимому, в основном связано с этапом начального эпигенеза, поскольку отмечаются выделения хлорита, «запечатанные» аутигенным кварцем. Никаких специфических признаков, которые можно было бы связать с преобразованием диоктаэдрического хлорита в глубинном эпигенезе, не отмечается.

Диоктаэдрический хлорит изучался в тонкоотмученных фракциях. Интересно отметить, что облик его, а также показатель преломления ($N_{cr.} = 1,560$) соответствуют каолиниту. На термокривой фракции $< 0,01$ мм отмечаются эффекты, также характерные для каолинита (см. рис. 5). В то же время рентгеноструктурные исследования (см. табл. 7) однозначно показывают, что тонкие фракции состоят из диоктаэдрических гидрослюд и хлорита. Диоктаэдрическая природа последнего устанавливается по сохранению целочисленных базальных рефлексов после обработки в 10% HCl.

В железисто-пиррофиллитовых сланцах разреза скв. у ст. Деревянка, наряду с пиррофиллитом, присутствует некоторое количество диоктаэдрического хлорита; однако, как нам кажется, этот процесс следует связывать не с глубинным эпигенезом, а с термальным метаморфизмом под действием тепла интрузии габбро-диабазов.

В породах, содержащих серицит, микроскопическое изучение позволяет выделить несколько типов слюдистого вещества, отличающегося по морфологии и генезису:

1. Мусковитизированные обломочные слюды в микалитах.

2. Крупночешуйчатый серицит, образовавшийся, как показано выше, за счет разложения обломочных слюд (табл. XVI, 2).

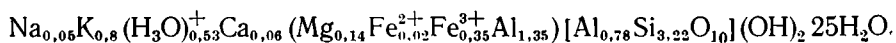
3. Мелкочешуйчатый серицит, сформировавшийся, по-видимому, за счет первичноседиментогенного глинистого цемента (табл. XVI, 3).

4. Серицит, замещающий обломочные зерна кварца и полевых шпатов. Обычно он имеет крупночешуйчатое строение и замещает обломочные зерна или частично, с периферии, или полностью (табл. XVI, 4). В полевых шпатах серицит нередко развивается вдоль трещин спайности. Иногда отмечается замещение обломочных зерен мелкочешуйчатым серицитом. Следует отметить, что интенсивное замещение обломочных зерен серицитом отмечается лишь в разновидностях, содержащих серицитовый цемент и обломочные слюды. Особенно отчетливо этот процесс проявлен в микалитах.

Исследование слюдистых минералов серицитового цемента проводилось в тонкоотмученных фракциях $< 0,01$ и $< 0,001$ мм. К сожалению, перечисленные выше четыре морфологических типа слюдистых минералов разделить не удалось и приходится ограничиваться данными по валовому составу серицита в породе.

По данным оптических исследований фракции $< 0,001$ мм, показатели преломления серицита составляют: $Ng' = 1,595 - 1,600$; $Ng'' = 1,585 - 1,590$. Изучение электронных снимков показало, что фракция $< 0,001$ мм состоит из полупрозрачных и непрозрачных чешуек с четкими контурами и неправильными очертаниями (табл. XXI). В ряде случаев фиксируются отчетливые кристаллографические ограничения и даже гексагональные формы. Термоквивы тонких фракций (см. рис. 9) свидетельствуют о значительной термической инертности серицита; сколько-нибудь заметные термические эффекты отсутствуют. Рентгеноструктурные исследования (см. табл. 3, 20) свидетельствуют о том, что тонкие фракции состоят преимущественно из хорошо окристаллизованных диоктаэдрических слюд мусковитового типа. Слабые линии $2,69$ Å отвечают, по-видимому, некоторой примеси гематита.

Пересчет полного химического анализа фракции $< 0,001$ мм позволил составить структурную формулу:



Окись железа, вошедшая в структурную формулу, частично находится в тонкой фракции в свободном виде. Количество $(H_3O)^+$ также несколько завышено, вследствие аномально высокого содержания H_2O^+ , связанной, по-видимому, частично с окислами железа.

Следовательно, рассчитанная структурная формула близка к идеальной формуле мусковита: $KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2$, или ферримусковита $K(Al, Fe^{3+})_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2$ (Винчелл А., Винчелл Г., 1953).

В тонких фракциях пород, содержащих серицит, значения K_2O весьма высоки и колеблются от 6 до 9,5%. В то же время в породах, слюдистые минералы которых представлены диоктаэдрическим хлоритом (в смеси с гидрослюдами) или пиррофиллитом, K_2O присутствует в тонких фракциях в заметно меньших количествах (1,5—5%). Для каждого разреза характерен свой узкий интервал разброса значений содержания K_2O . Поэтому для разрезов, расположенных в принятой в данной работе последовательности, возможно построение графика, отражающего сравнительное содержание средних значений K_2O во фракции $< 0,001$ мм (рис. 14). Анализ этого графика показывает, что высокое содержание K_2O (порядка 8—9%) характерно лишь для пород, в которых присутствуют сравнительно слабоизмененные калийсодержащие обломочные минералы — полевые шпаты и биотит. Так, в породах Шокшинского карьера отмечаются псевдоморфозы по полевым шпатам; в разрезе скважины у дер. Кривое Колено присутствуют многочисленные прослои, целиком состоящие из обломочных слюд — микалиты; породы скважины у ст. Ладва содержат и полевые шпаты, и биотит. В породах разрезов

скважин у озера Лососиное и у пос. Деревянка, а также у водопада Мурнокаже присутствует лишь ограниченное количество интенсивно преобразованных листочков обломочных слюд.

Содержание Na_2O в тонких фракциях обычно колеблется от 0,4 до 0,6%, и лишь в породах второй пачки верхней подсвиты, в которых, как отмечалось, присутствуют обломочные зерна плагиоклаза, оно повышается до 0,8—0,9% (рис. 14). Таким образом, устанавливается определенная связь содержания щелочей в тонких фракциях с присутствием в

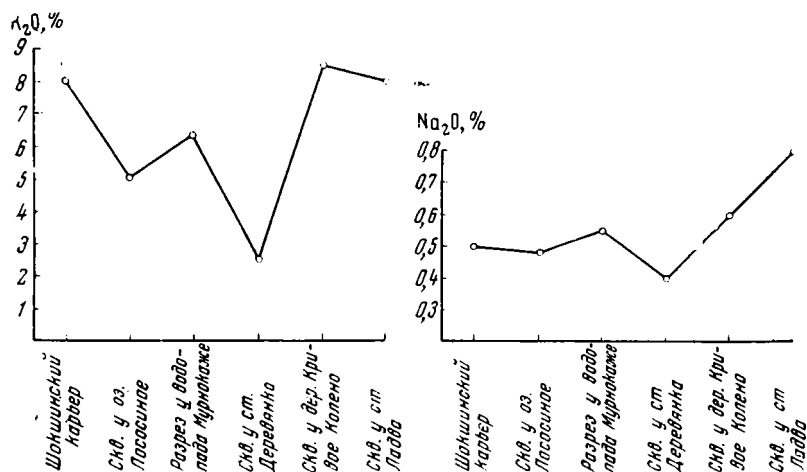


Рис. 14. Содержания K_2O и Na_2O в породах шокшинской свиты

породах обломочного биотита, микроклина и плагиоклаза. Следовательно, серицитизация происходила за счет щелочей, содержащихся в самих породах; привнос их из каких-либо внешних источников, по-видимому, отсутствовал.

Как уже указывалось, аутигенное минералообразование в породах шокшинской свиты развито весьма ограниченно. Исключение составляют породы второй пачки верхней подсвиты, содержащие в своем составе полевые шпаты, а также обильные акцессорные минералы: гранат, цоизит, клиноцоизит, эпидот и турмалин.

Наиболее интересным процессом является замещение зерен полевых шпатов аутигенным кварцем. Ориентировка последнего обычно обнаруживает связь с одним или несколькими прилегающими обломочными зернами кварца (табл. XVIII, 1). Иногда отмечается замещение полевых шпатов по определенным системам двойниковых полос (табл. XVIII, 3). Причиной замещения полевых шпатов аутигенным кварцем, вероятно, является очень высокая концентрация SiO_2 в поровых растворах в этап глубинного эпигенеза, характеризующегося интенсивным растворением обломочных зерен кварца под давлением. В свою очередь ионы калия и алюминия, переходящие при окварцевании полевых шпатов в раствор, вызывают интенсивную серицитизацию цемента пород и обломочных зерен. Таким образом, давление нагрузки, судя по всему, является косвенной причиной процесса серицитизации.

В единичных случаях отмечается цеолитизация обломочных зерен калиевых полевых шпатов и плагиоклаза. Цеолиты замещают зерна микроклина и плагиоклаза обычно с периферии (табл. XVIII, 4), иногда же — по трещинам спайности. Показатель преломления цеолита незначительно ниже показателя преломления микроклина. Ввиду единичности выделений цеолита и отсутствия у него видимых кристаллографических элементов оптические константы определить не удалось.

Обломочные зерна турмалина и эпидота нередко замещены аутигенным кварцем (табл. XVIII, 8). Отмечается замещение зерен граната аномально интерферирующим зеленым хлоритом-пеннином, обычно до состояния реликтов (табл. XVIII, 5), но нередко и полностью. Хлорит в свою очередь часто замещается мусковитом. В единичных случаях отмечается замещение обломочных зерен эпидота с периферии бесцветным низкоинтерферирующим хлоритом (табл. XIX, 4).

Таким образом, в эпигенезе происходило интенсивное преобразование акцессорных минералов, несколько изменившее их исходное соотношение. Эти процессы необходимо иметь в виду при использовании акцессорных минералов для палеогеографических реконструкций.

Аутигенные минералы также нередко отмечаются в виде регенерационных каемок и выполнений пор. Иногда наблюдается регенерация обломочных зерен плагиоклаза, причем новообразованная каемка обычно характеризуется правильными кристаллографическими очертаниями (табл. XVIII, 7). Отмечается также регенерация обломочных зерен группы эпидота цоизитом (табл. XIX, 5). Иногда цоизит выполняет поровые пространства или же замещает обломочные зерна по трещинам. В породах Шокшинского карьера мельчайшие кристаллики цоизита иногда развиваются за счет преобразования полевых шпатов. Входящие в состав пород шокшинской свиты окислы железа в эпигенезе иногда подвергаются существенному преобразованию. Внутри поровых пространств, выполненных аутигенным кварцем, изредка отмечаются прекрасно ограненные игольчатые и таблитчатые кристаллы гематита размером порядка 0,001 мм (табл. I, 3). В породах скважины у озера Лососиное в единичных случаях некоторые поровые пространства между зернами кварца выполнены аутигенным магнетитом, сформированным, по-видимому, за счет окислов железа (табл. V, 2). Весьма обычным аутигенным минералом для пород всего разреза шокшинской свиты является лейкоксен, формирующийся, очевидно, за счет преобразования обломочных титансодержащих минералов, в настоящее время полностью отсутствующих в составе пород. Лейкоксен в свою очередь нередко частично раскристаллизован в анатаз, распознающийся по форме кристалликов и высокой интерференционной окраске.

Весьма любопытны процессы преобразования в ярко-зеленых «бобовинках», присутствующих в кварцито-песчаниках Шокшинского карьера и сложенных, как показали исследования, фукситом. Происхождение фукситовых «бобовин» совершенно непонятно. Фуксит базально цементирует обломочные зерна кварца, причем последние испытывают интенсивную гравитационную коррозию (табл. IV, 1).

Эпигенетическое преобразование фосфатов в фосфоритовой конкреции, встреченной в породах разреза скважины у озера Лососиное, привело к формированию двух генераций апатита, отличающихся по показателю преломления и по степени идиоморфизма (табл. VI, 4). Перекристаллизация фосфатов предшествовала формированию аутигенного кварца; отмечается захват кристалликов апатита регенерационными каемками кварца.

Этап поздней микростилолитизации

Этап поздней микростилолитизации представлен лишь в породах разрезов скважин у озера Лососиное и ущелья Генсой-сельга. В породах других частей разреза позднее стилолитобразование не наблюдается, хотя оно широко проявлено в песчаниках нижележащей петрозаводской свиты.

В некоторых разновидностях пород разреза скважины у озера Лососиное отмечаются микростилолитовые поверхности растворения, приуроченные к микропрослоям, обогащенным окислами железа. Растворе-

ние кварца происходило чрезвычайно интенсивно; микростилолитовые шипы глубоко вдаются в кварцевые зерна, а иногда даже их протыкают (табл. V, 1). От обычных микростилолитовых поверхностей растворения (см. стр. 27) описываемые структуры отличаются тем, что растворению подвергаются не только обломочные зерна, но и аутигенный кварц, цементирующий их. Таким образом, эти стилолитовые швы образовались в полностью литифицированной породе с конформно-регенерационной структурой и, следовательно, отвечают наиболее позднему этапу эпигенетического преобразования.

Происхождение поздних микростилолитовых швов загадочно. Следует учитывать, что они сформировались в полностью литифицированной породе, в условиях, когда изначальная пестрота напряжений была в значительной мере ликвидирована. По-видимому, образование этих структур связано или с дополнительным значительным погружением пород, или же с интенсивным каталитическим воздействием каких-то агентов. По мнению Горбачева (Gorbatshev, 1962), впервые выделившего второй этап стилолитообразования, формирование этих структур связано с циркуляцией вдоль проницаемых слоев интерстиционных вод высокой щелочности и, возможно, повышенной температуры. Однако это объяснение требует дополнительных доказательств.

МЕТАМОРФИЗМ

Основным фактором глубинного эпигенеза, сформировавшего современный облик шокшинских кварцито-песчаников, является давление, нагрузки вышележащих толщ. Процесс эпигенетического преобразования в результате развития структур растворения и перераспределения кремнекислоты привел к ликвидации изначальной пестроты напряжений в породах. Однако воздействие статической нагрузки в условиях низких температур не изменило структуры обломочных кварцевых зерен, слагающих породы шокшинской свиты.

Воздействие новых факторов — температуры и динамических напряжений — привело к возникновению ряда характерных новообразованных структур, сравнительно мало преобразовавших внешний облик породы, но существенно изменивших внутреннее строение обломочного и аутигенного кварца.

Отчетливо различаются два типа метаморфизма шокшинских кварцито-песчаников — контактовый и динамометаморфизм.

Контактовый метаморфизм имеет локальное значение. Он развит в сравнительно узких приконтактовых ореолах и связан в основном с термальным воздействием интрузий габбро-диабазов.

Динамометаморфизм, напротив, регионален и в той или иной мере видоизменил эпигенетические структуры пород шокшинской свиты. Причиной его проявления, по-видимому, были слабые складкообразовательные движения, сформировавшие иотнийскую пологую синклинальную структуру.

Динамометаморфизм, вероятно, является несколько более поздним этапом по отношению к контактовому метаморфизму, на что указывает развитие полосок Бёма в кварцевых индивидах роговиковой структуры, сформированной под влиянием контактового воздействия интрузии габбро-диабазов (табл. XI, 1).

Контактовый метаморфизм

Непосредственно на контакте с габбро-диабазами (и на расстоянии до 5 м от них) кварцито-песчаники чрезвычайно сильно преобразованы и превращены в кварциты с роговиковой структурой. Однако контуры обломочных зерен иногда прослеживаются достаточно отчетливо по

реликтам каевок окислов железа. При сравнении первичной структуры пород, наблюдаемой при одном никеле, с роговиковой (при скрещенных никелях) отмечается почти полное несоответствие новообразованных кварцевых индивидов первичным границам обломочных зерен (табл. X, 2, 3).

По мере удаления от контакта перекристаллизация становится менее полной; некоторые обломочные зерна, преимущественно крупные, сохраняют свою первичную структуру или преобразованы лишь с периферии. На расстоянии 20—30 м от контакта в породах отчетливо распознаются обломочные и эпигенетические структуры кварцито-песчаников. Бластез в этих породах охватывает, как правило, лишь периферийные участки тесно контактирующих между собой обломочных зерен кварца и их регенерационные каемки. Возникающие бластические контакты четко отличаются от структур растворения под давлением очень извилистыми очертаниями, иногда глубокими лапчатыми ветками, а также неразъемностью (табл. X, 4). Подобные

структуры возникают в результате своеобразного частичного «перехода» оптической ориентировки одного обломочного зерна в другое. Происходит как бы «бластическое замещение» одних кварцевых зерен другими. Отчетливо наложенный характер бластических структур по отношению к структурам, сформированным в стадию эпигенеза, указывает на более позднее, по сравнению с последним, воздействие термального метаморфизма. Кроме того, возникновение бластических структур в полностью литифицированных, глубоко эпигенетически преобразованных кварцито-песчаниках с кварцевым цементом свидетельствует о том, что бластическая перекристаллизация происходила в твердом состоянии, без перетопления кварца через раствор.

Механизм перемещения границ кварцевых индивидов, приводящий к своеобразному «бластическому замещению», вполне объясним с позиций теории дислокаций в кристаллах. В настоящее время доказано — теоретически и экспериментально, — что «...нет других физических реальных путей соединения зерен, кроме образования расположенных в ряд дислокаций» (Рид, 1957). Простейший случай бикристалла с дислокационной границей между индивидами показан на рис. 15. Известно, что дислокации вообще и границы зерен в частности могут перемещаться под действием приложенных напряжений. Простейшее перемещение дислокаций — скольжение — осуществляется редко. Значительно чаще границы передвигаются посредством диффузии, которая, как известно, резко возрастает с повышением температуры. Следовательно, перемещение границ кварцевых индивидов, очевидно, имеющих характер дислокаций, приводящее к возникновению бластических структур в породах, осуществляется, по-видимому, также под воздействием приложенных напряжений, в условиях повышенных температур

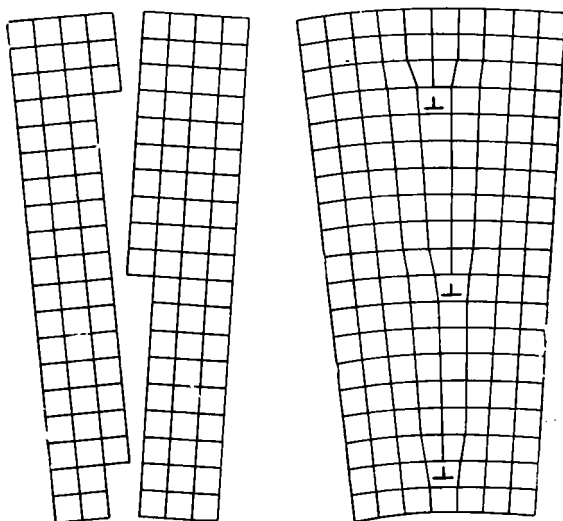


Рис. 15. Схема образования дислокационной границы между двумя монокристаллами

на контакте с интрузией габбро-диабазов. Движение границ-дислокаций зерен кварца, возможно, продолжается до тех пор, пока они не примут конфигурацию, энергетически выгодную в данных условиях.

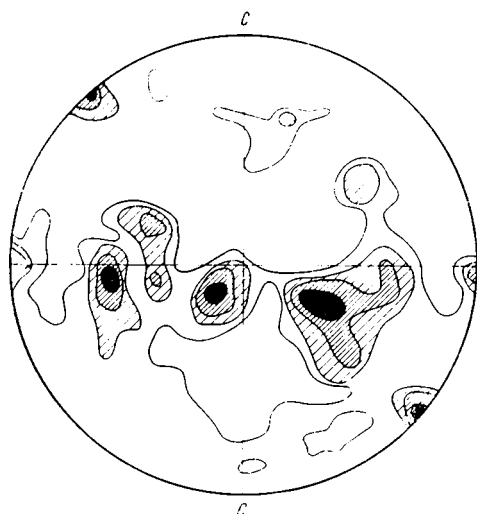


Рис. 16. Ориентированная диаграмма при-контактного роговика
Изолинии: 1—2—3—>4%

Эта конфигурация зависит, с одной стороны, от распределения напряжений, связанных с нагрузкой вышележащих толщ, в отдельных зернах, с другой, она связана сложной зависимостью с взаимной кристаллографической ориентировкой зерен. Наконец, на перемещение дислокационных границ сильно влияют плотность и размещение дислокаций в зернах кварца, которые могут в различных участках зерен или способствовать, или же препятствовать перемещению границ.

Диффузионное перемещение границ-дислокаций между зернами кварца под действием напряжений, обусловленных давлением нагрузки, стало возможным лишь с повышением температуры, связанным с внедрением интрузий. При последующем остывании пород новые границы оказались зафиксированными и не реагировали на снятие напряжений.

Предположение, что давление нагрузки вышележащих толщ в условиях повышенных температур играет определяющую роль при бластической перекристаллизации, подтверждается изучением ориентировок оптических осей зерен кварца в ориентированном (вкрест слоистости) шлифе кварцита непосредственно с контакта с габбро-диабазами. Максимальное количество выходов оптических осей кварца оказалось приуроченным к широкому поясу, почти совпадающему с диаметром круговой диаграммы (рис. 16). Следовательно, кварцевые зерна переориентировались таким образом, что их оси *С* стремились расположиться нормально к направлению давления вышележащих толщ. Довольно значительный разброс точек указывает, что кварцевые зерна переориентированы не полностью. По-видимому, зерна, кристаллографическая ориентировка которых в условиях однонаправленного давления была энергетически невыгодной, подвергались «бластическому замещению» со стороны зерен, направление оси *С* которых приближалось к нормали по отношению к давлению нагрузки.

Бластическое преобразование пород в экзоконтакте интенсивно развито лишь в породах, характеризующихся плотной первичной укладкой обломочных зерен и последующим их сближением в эпигенезе. Обломочные зерна кварца, разобщенные в глинисто-слюдистом цементе, даже в непосредственной близости от контакта, совершенно не изменены. Следовательно, предварительное окварцевание пород (формирование конформно-регенерационных структур) являлось, по-видимому, обязательным условием интенсивной бластической перекристаллизации (рекристаллизации).

Контактный метаморфизм не только видоизменил структуру пород. Экзоконтактовое воздействие интрузии привело к формированию ряда минералов, не свойственных для шокшинских кварцито-песчаников.

В кварцитах, непосредственно на контакте с интрузией, изначально присутствовавшие окислы железа полностью преобразованы в магнетит (изометричные и несколько удлинённые кристаллики размером 0,005—0,02 мм). Это, очевидно, обусловило темно-серую окраску при контактовых разностях кварцитов. В промежутках между зёрнами отмечаются довольно обильные выделения бесцветного, заметно двупреломляющего хлорита. Размер чешуек — 0,01—0,1 мм.

В некоторых разновидностях кварцитов присутствуют своеобразные округлые выделения, сложенные мелкокристаллическим кварцем и чешуйчатым хлоритом (табл. XI, 2). Иногда эти образования имеют концентрическое строение, причем в центральных их частях отмечаются реликтовые участки незамещенного обломочного кварца. В кварцитах присутствуют также единичные короткопризматические боченковидные новообразованные кристаллики апатита размером 0,005—0,02 мм.

Некоторые мелкозернистые приконтактные разновидности кварцито-песчаников сцементированы ксеноморфными, по отношению к кварцу, выделениями клиноцоизита и пренита, в тесном срастании друг с другом выполняющими поровые пространства.

Глинистые минералы, изначально слагавшие черные слюдистые сланцы, также интенсивно преобразованы. Большей частью они превращены в крупночешуйчатый серицит, удлинённый по слоистости и одновременно гаснувший. В массе серицита неравномерно, пятнами разбросаны чешуйчатые выделения биотита размером 0,05—0,2 мм, плеохроирующего в коричневых тонах. С биотитом ассоциируют идиоморфные пластинчатые выделения мусковита (табл. XII, 1). В слюдистых сланцах довольно обильны мелкие (0,005—0,01 мм) кристаллики рутила и крупные (0,1—0,3 мм), обычно удлинённые выделения апатита. Иногда в массе серицита наблюдаются многочисленные округлые образования размером 0,07—0,12 мм, сложенные серицитом и новообразованным кварцем.

По мере удаления от контакта такие минералы, как клиноцоизит, пренит, хлорит и биотит, постепенно исчезают. На расстоянии 15—20 м и далее в кварцито-песчаниках отмечаются мальчайшие (0,002—0,01 мм) кристаллики магнетита, сформированные за счет первичных окислов железа (табл. XI, 5), а также мелкочешуйчатые включения серицита в регенерационный кварц (табл. XI, 3). Обломочные слюды, содержащиеся в породах, изменены чрезвычайно своеобразно; они интенсивно раздуваются, вследствие гидратации и фетончатого, по сферическим поверхностям, глубоко корродируют обломочные зёрна. Интересно отметить, что подобный комплекс изменений отмечается лишь в породах разреза скважины у пос. Деревянка; можно предполагать, что в районе ст. Деревянка существует интрузия габбро-диабазов, скрытая под толщей кварцито-песчаников. Если это действительно так, то становится понятным присутствие в породах скважины пиррофиллита. Последний, вероятно, сформировался за счет термально преобразованного диоктаэдрического хлорита.

Описанные контактовые изменения пород шокшинской свиты в районе дер. Педасельги очень сходны с преобразованием песчаников петрозаводской свиты на контакте с габбро-диабазом в районе пос. Рыбрека.

Динамометаморфизм

Наиболее интенсивный динамометаморфизм отмечается в породах западного крыла синклинали, где углы падения слоев достигают 65—70°. Однако даже в полого залегающих породах шокшинской свиты в центральных и восточных частях синклинали наблюдается некоторое усложнение структуры кварцито-песчаников, сформированной в стадии эпигенеза.

Отмечается несколько типов структур, возникающих в стадию динамометаморфизма: 1) бластические рекристаллизационно-грануляционные; 2) структуры дифференциального скольжения; 3) бластомилонитовые; 4) структуры «смятия» обломочного и аутигенного кварца; 5) полосы Бёма; 6) катакlastические структуры. Перечисленные структуры обнаруживают тесную парагенетическую взаимосвязь, но представлены в породах шокшинской свиты очень неравномерно. Так, например, рекристаллизационно-грануляционный бластез интенсивно развит лишь в интенсивно дислоцированных породах Кашканского разреза (западное крыло структуры). В этих кварцито-песчаниках между конформно контактирующими зернами кварца нередко возникают своеобразные бластические зубчатые, заливообразные, лапчатые контакты в результате частичного перехода оптической ориентировки из одного зерна в другое, т. е. рекристаллизации, по Горбачеву (Gorbatshev, 1962).

Однако в рассматриваемых породах рекристаллизационный бластез представлен лишь в зачаточной форме, он охватывает периферийные части обломочных зерен и их регенерационные каемки. Рекристаллизационные структуры, возникшие при динамометаморфизме, обычно осложнены интенсивной грануляцией, также охватывающей регенерационный кварц и периферийные части зерен. Между контактирующими зернами обычно образуется зона, состоящая из разноориентированных мелких индивидов размером 0,01—0,05 мм, с неясно выраженными кристаллографическими очертаниями (табл. XI, 6). Эти новообразованные кварцевые индивиды участвуют в формировании рекристаллизационной структуры, обуславливая зубчато-лапчатый характер контакта. В целом такие структуры названы нами бластическими рекристаллизационно-грануляционными. Они характеризуются отчетливо выраженной векториальностью и образуются преимущественно между зернами в участках их контактов, ориентированных нормально к слоистости, что свидетельствует о возникновении рекристаллизационно-грануляционных структур под воздействием стрессовых напряжений, направленных вдоль слоистости породы. В этом состоит их отличие от рекристаллизационных структур, возникших на контакте с габбро-диабазам; как было показано, последние обнаруживают очевидную связь с давлением нагрузки.

Отличием описываемых пород от ороговикованных приконтактовых кварцитов является неполнота преобразования обломочного материала. Внутренняя структура кварцевых зерен обычно не претерпевает никаких изменений; лишь иногда грануляционный бластез развивается в массе обломочного зерна кварца. Таким образом, процесс бластического преобразования кварцито-песчаников при динамометаморфизме складывается из двух составляющих — рекристаллизаций, т. е. «бластического замещения» одних кварцевых зерен другими, и грануляции.

Механизм рекристаллизации при контактовом метаморфизме и динамометаморфизме, по-видимому, аналогичен. Отличительной чертой последнего является тангенциальность напряжений и более низкие температуры. Можно, однако, предположить, что динамометаморфизм осуществляется в более высокотемпературных условиях, чем глубокий эпигенез, поскольку при «сквозных движениях» в породах должно было бы выделяться значительное количество тепла. Повышенная температура, по-видимому, и сделала возможным возникновение рекристаллизационных структур. Грануляция является осложняющим процессом, она заключается в преобразовании участков обломочных зерен в поликристаллический агрегат.

Степень развития бластеза в породах Кашканского разреза обнаруживает прямую зависимость от углов падения пород. Наиболее интенсивно бластез развит в породах, обнажающихся у водопада Мурнокаже, где углы падения достигают 65—75°. Далее на восток, по мере

выполаживания пластов интенсивность бластеза резко падает; в породах восточной оконечности ущелья Генсой-сельга (угол падения около 20°) бластез почти совсем отсутствует. В единичных случаях рекристаллизационно-грануляционный бластез отмечается также в породах, слагающих центральные части синклинали, характеризующиеся положением залеганием пластов.

Структуры дифференциального скольжения развиты почти повсеместно в шокшинских кварцито-песчаниках, но также особенно интенсифицированы в породах Кашканского разреза, где они тесно ассоциируют с рекристаллизационно-грануляционным бластезом. Интенсивно развитые структуры дифференциального скольжения такого типа известны давно и описывались многими исследователями как структур-рассланцевания (Тимченко, 1950), «шиповидные» (Коссовская и Шувтов, 1956), «бородатые» (Кириллова, 1962) и т. д.

Для нас гораздо больший интерес представляют структуры дифференциального скольжения, представленные в полого залегающих кварцито-песчаниках центральных частей синклинали и Шокшинского карьера лишь в слабой, зачаточной форме. Эти структуры развиты между некоторыми обломочными зернами и близко напоминают микростилолитовые контакты с очень тонким строением и шипами, замещенными серицитом (табл. II, 1, 2). Листочки серицита ориентированы строго параллельно между собой и нормально, или под углом к поверхности обломочных зерен. При первом рассмотрении структура представляет собой как бы каемку, принадлежащую сразу обоим контактирующим зернам, шириной, в сотые доли миллиметра. Нередко подобные структуры возникают по контуру, отделяющему обломочные зерна кварца от его же регенерационной каймы.

Исследования показали, что структуры дифференциального скольжения возникают в литифицированных, глубоко эпигенетически измененных кварцито-песчаниках в результате смещения обломочных зерен относительно друг друга, а также относительно своих регенерационных каемок под действием стрессовых напряжений. Морфология этих структур обусловлена возникновением микроборозд скольжения на трущихся поверхностях взаимно перемещающихся обломочных зерен. Эти борозды обычно выполнены удлиненными листочками серицита. Поскольку шлиф имеет толщину 0,03 мм, то обычно наблюдаются параллельные между собой листочки серицита, ориентированные или нормально, или под углом к поверхности обломочных зерен (табл. II, 1, 2). Лишь в сечении, нормальном взаимному перемещению обломочных зерен, эти листочки имеют облик мелкошешуйчатого серицита и обычно не распознаются как структуры дифференциального скольжения. Однако при наклоне препарата относительно оси микроскопа на столике Федорова они обнаруживают свое обычное строение, характеризующееся субпараллельным расположением листочков серицита.

Иногда наблюдаются структуры дифференциального скольжения между обломочными зернами, не сопровождающиеся серицитом. В этом случае структура нередко близко напоминает микростилолитовые швы (табл. XII, 4). Псевдомикростилолитовое строение таких контактов, вероятно, обусловлено срезом под острым углом (плоскостью шлифа) микроборозд скольжения, образующихся на поверхности смещающихся друг относительно друга обломочных зерен. Таким образом, присутствие листочков серицита в структурах дифференциального скольжения не обязательно. Происхождение их, очевидно, связано с ориентирующим воздействием взаимного перемещения зерен на любые глинисто-слюдистые минералы, зажатые между ними; известно, что слоистые силикаты чрезвычайно легко ориентируются благодаря скольжению по базальной плоскости (001) (Елисеев, 1953). Скольжение обломочных

зерен относительно регенерационных каемок осуществляется с преобразованием в серицит глинистой составляющей железисто-глинистых «рубашек», обычно обволакивающих обломочные зерна. Окислы железа при этом «растаскиваются» по всей ширине возникающей серицитовой каймы. Очевидно, присутствие глинисто-слюдистых минералов в значительной степени облегчает возникновение структур дифференциального скольжения.

В разновидностях, в которых содержание глинисто-железистого вещества низко, структуры дифференциального скольжения или отсутствуют или же единичны. Листочки серицита структур дифференциального скольжения, по отношению к общей структуре породы, ориентированы, на первый взгляд, бессистемно. Однако статистические замеры позволяют определить некоторое преобладающее направление их ориентировки. Совершенно очевидно, что ориентировка листочков серицита отвечает направлению смещения обломочных зерен. Таким образом, раскрываются исключительно интересные возможности для проведения петротектонического анализа пород, подобных шокшинским, если в них структуры дифференциального скольжения развиты даже в незначительной степени. По-видимому, дифференциальные скольжения отдельных зерен, суммируясь, обуславливают общее «течение» кварцито-песчаников под воздействием стрессовых напряжений. Выяснение направления и масштабов этого течения на основе статистического изучения ориентированных образцов могло бы дать исключительно важные результаты.

Структуры дифференциального скольжения отмечаются не только между обломочными зернами, или зернами и их регенерационными каемками. Иногда эти структуры возникают внутри зерен. Нередко структуры дифференциального скольжения обособляются в плоскости, по которым целые группы зерен скользят относительно друг друга. В породах Шокшинского карьера такие плоскости скольжения особенно часто наблюдаются близ макроскопически выраженных зеркал скольжения. Именно на основании изучения подобных образований удалось установить морфологию структур дифференциального скольжения (см. стр. 28). В участках, прилегающих к зеркалам скольжения, описываемые структуры осложнены расщеплением и развальцеванием обломочных зерен кварца. Последние нередко удлинены вдоль направления скольжения; границы зерен приобрели ступенчатый характер (табл. II, 4). Следовательно, формирование структур дифференциального скольжения в ряде случаев сопровождается существенной деформацией кристаллических решеток обломочных зерен. Хрупкие минералы, например, турмалин, испытывают своеобразный микробудинаж и растаскиваются вдоль направления скольжения (табл. II, 6).

Возвращаясь снова к интенсивно расщепленным породам Кашканского разреза, необходимо отметить, что в некоторых их разновидностях в дифференциальное скольжение вовлечены по существу все обломочные зерна. Скольжение происходит строго ориентированно, по серии плоскостей, расстояние между которыми соизмеримо с размером зерен.

Структуры дифференциального скольжения в этих породах в разрезах, параллельных плоскостям скольжения и нормальных к ним, существенно отличны. В шлифах, плоскость которых нормальна слоистости, «шиповидные структуры», обусловленные утыканием и вращением листочков слюд в обломочные зерна, практически отсутствуют. Листочки мусковита обычно их огибают (табл. XIII, 2), создавая некоторое подобие очковых структур. В сечениях, параллельных плоскостям сланцеватости, наблюдаются серии параллельно ориентированных листочков, утыкающихся в обломочные зерна и как бы врастающих в них

(табл. VIII, 1). Исследования показали, что такой структурный рисунок возникает в результате сечения поверхности скольжения, имеющей неровный рельеф из-за произвольного расположения обломочных зерен, плоскостью шлифа. Естественно, что микроборозды, проходившие по вершинкам расшлифованных зерен, срезаны. Кажущееся вращение листочков слюд в обломочные зерна обусловлено косым наложением этих листочков на обломочные зерна в пределах толщины шлифа (0,03 мм).

Развитие структур дифференциального скольжения этого типа обычно сопровождается интенсивным развальцеванием и рассланцеванием значительной части обломочных зерен кварца.

Нередко наблюдающиеся в обнажениях зеркала скольжения по существу представляют собой однотипные с вышеописанными, но более высокого порядка, структуры, характеризующиеся значительно большими (дециметры) амплитудами взаимного перемещения блоков пород. Микроскопические исследования показывают, что в участках развития зеркал скольжения обломочные зерна раздроблены и перекристаллизованы. Порода обнаруживает бластомилонитовую структуру (табл. II, 5).

В участках развития интенсивного кливажа пород или зеркал скольжения обычно наблюдается явление «смятия» обломочных зерен кварца и их регенерационных каемок, отчетливо выявляющееся в поляризованном свете благодаря возникновению волнисто чередующихся и перекрещивающихся зонок с разными углами угасания (табл. VI, 1). Рисунок распределения зонок иногда отдаленно напоминает двойниковое строение микроклина и «смятые» зерна кварца легко спутать с полевыми шпатами. Развитие в обломочных зернах и аутигенном кварце участков с разновременным волнистым угасанием можно объяснять перориентировкой оптической индикатриссы при деформации кристаллической структуры. В участках пород с интенсивным развитием структур дифференциального скольжения «смятие» кварцевых зерен обычно отсутствует. По-видимому, интенсивное развитие структур дифференциального скольжения, являющееся по существу механической их деформацией, снимает стрессовые напряжения и препятствует развитию явлений пластической деформации, выражающихся в данном случае в «смятии» кварцевых зерен. Со «смятием» обломочного и аутигенного кварца часто ассоциируют так называемые полосы Бёма (Елисеев, 1953; Мурхауз, 1963), представляющие собой серии параллельных цепочек, состоящих из мельчайших жидкостных пузырьков, рассекающих зерна кварца и их регенерационные каемки. Следует отметить, что полосы Бёма никогда не выходят за пределы индивидов с определенной оптической ориентировкой; это указывает на их связь с кристаллографическими элементами кварца. Образование полосок Бёма, скорее всего, связано с механическим нарушением целостности зерен по серии параллельных плоскостей, отвечающих определенным кристаллографическим направлениям с последующим залечиванием их кремнекислотой. Как показали Леммлейн и Клия (1952), цепочки газово-жидких включений представляют собой следы таких залеченных трещин.

От полосок Бёма необходимо отличать явление простого катаклаза, также нередко сопутствующего «смятию» кварца. Катаклиз обычно выражается в сериях залеченных трещин — цепочек жидкостных включений, рассекающих целые участки пород, безотносительно к оптической ориентировке зерен. В кварцевых зернах, сцементированных апатитом (фосфатная конкреция), отмечаются зияющие волосные трещинки катаклаза. Части зерен нередко несколько смещены вдоль этих трещинок.

Наконец, необходимо отметить единичные микростилолитовые швы, ориентированные нормально к напластованию. Возникновение их связано, по-видимому, с динамическими напряжениями, направленными вдоль слоистости породы.

С динамометаморфизмом связан ряд специфических минеральных новообразований. Это, прежде всего, серицит и мусковит структур дифференциального скольжения. При слабом развитии этих структур параллельно ориентированные листочки слюд обычно представлены серицитом; в интенсивно дислоцированных породах западного крыла синклинали дифференциальное скольжение зерен сопровождается возникновением довольно крупных (до 0,5 мм) листочков мусковита. В этих породах отмечаются также отчетливо идиоморфные пластинки мусковита, псевдоморфно замещающие полевые шпаты (табл. VII, 2). Лейкоксен в породах, подвергшихся интенсивному динамометаморфизму, частично преобразован в тонкоигольчатый рутил (табл. VII, 4). За счет изначально содержащихся в породах окислов железа формируются удлиненные в направлении расщепления кристаллы магнетита и гематита (табл. IX, 6). Нередко отмечается также регенерация обломочных зерен турмалина. Формирование этого специфического набора минеральных новообразований, вероятно, связано с повышенными температурами процессов динамометаморфизма.

ПОЗДНИЕ ПРОЦЕССЫ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ

К поздним процессам преобразования мы относим карбонатизацию, спорадически развитую в породах шокшинской свиты. Происхождение карбонатов неясно. В значительных количествах кальцит присутствует лишь в породах второй пачки верхней подсвиты, где частично или полностью замещает цемент породы, а также глубоко корродирует некоторые обломочные зерна полевых шпатов и кварца. Кальцит нередко замещает структуры дифференциального скольжения, что позволяет однозначно судить о времени его формирования. Иногда отмечается коррозия обломочных зерен кварца и полевых шпатов с выявлением их кристаллографической огранки; растворенное вещество тут же перетолжено в виде идиоморфных регенерационных каемок альбита (табл. XX, 6).

Карбонатизация пород шокшинской свиты в какой-то мере аналогична регрессивному эпигенезу, в понимании А. В. Копелиовича (1962). Однако эта аналогия не может быть полной, поскольку карбонатизация развивается позднее стадии метаморфизма.

ГИПЕРГЕНЕЗ

Частичное обесцвечивание и выщелачивание шокшинских кварцито-песчаников связано, по-видимому, с выветриванием. Эти процессы обычно приводят к формированию узких зон обесцвечивания в непосредственно выходящих на поверхность участках пород, а также вдоль трещин. Как показали исследования, породы обесцвечиваются в результате частичного выноса окислов железа; об этом свидетельствует сравнение химических анализов обесцвеченного и необесцвеченного участков образца шокшинских кварцито-песчаников (см. табл. I). Микроскопическое изучение показало, что при обесцвечивании железистые «рубашки» вокруг обломочных зерен почти полностью уничтожаются (табл. XVII, 1). Остается непонятным, в каких формах окисное железо могло мигрировать через кварцевую породу, практически непроницаемую для растворов. В ряде случаев обесцвечивание пород отмечается на довольно большой глубине (до 100 м) и развивается весьма интенсивно. Иногда оно сопровождается частичным выщелачиванием пород (выносом кварцевого цемента), в результате чего они приобретают рыхлый пористый облик. В породах разреза скважины у ст. Ладва гипергенные процессы вызывают замещение обломочных зерен эпидота мелкочешуйчатым каолинитом (табл. XX, 2).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Основным процессом, сформировавшим современный облик шокшинских кварцито-песчаников, является глубинный эпигенез. Кварцитовидность пород и их высокая механическая прочность обусловлены массовым развитием структур растворения и сопряженной с ними регенерации кварца без участия каких-либо гипотетических кремневых растворов. Динамометаморфизм не привел к существенному изменению структурного облика кварцито-песчаников несмотря на то, что проявления его в породах шокшинской свиты констатируются довольно широко.

2. Эпигенез пород шокшинской свиты развит регионально и, вообще, равномерно. По разрезу отмечаются определенные вариации в степени развития структур растворения, что, однако, практически не проявляется в облике пород; они повсеместно представлены кварцито-песчаниками со сливным строением.

3. Контактный метаморфизм развит локально и интенсивно проявлен лишь непосредственно в узком экзаконтактовом ореоле интрузий габбро-диабазов (до 10—15 м). Влияние интрузий на постседиментационные преобразования пород, значительно удаленных от них, окончательно не выяснено, но, по всей вероятности, оно исчезающе мало.

4. Динамометаморфизм проявлен регионально, но неравномерно. Отмечается определенная связь интенсивности процессов динамометаморфизма со степенью дислоцированности слоев. Несмотря на низкотемпературные условия эти процессы можно рассматривать как начальный этап регионального метаморфизма шокшинских кварцито-песчаников.

5. Необходимо подчеркнуть наложенный характер процессов метаморфизма как контактового, так и динамического, которые привели к преобразованию структур пород, сформированных в стадию эпигенеза. Основным фактором глубинного эпигенеза, как известно, является давление нагрузки вышележащих толщ. Воздействие новых мощных факторов — интрузивного тепла и стрессовых напряжений — вызывает принципиально иное, по сравнению с эпигенезом, структурное и минералогическое преобразование пород. Следует, однако, отметить, что возникновение бластических структур в породах, не подготовленных процессами глубинного эпигенеза, едва ли было бы возможным.

6. Выяснение последовательности преобразования структурных особенностей пород позволило получить некоторые дополнительные данные к установлению истории тектонического развития рассматриваемой территории. Несомненно, что известная в настоящее время часть разреза шокшинской свиты перекрывалась мощной толщей докембрийских образований (скорее всего, дорифейского возраста), позднее размытых. Учитывая данные о зависимости интенсивности преобразования пород

от глубины их залегания (Копелиович, 1958₂; Taylor, 1950), возможно допустить, что мощность этих толщ составляла не менее одного километра. Поскольку динамометаморфические преобразования накладываются на глубоко эпигенетически измененные породы, можно заключить, что тектонические деформации шокшинских отложений происходили относительно поздно. По-видимому, между временем накопления пород шокшинской свиты и складчатостью, обусловившей современный структурно-тектонический план изучаемой территории, существовал значительный временной перерыв.

7. По характеру эпигенетических преобразований шокшинские кварцито-песчаники аналогичны древним песчаным толщам осадочного чехла Русской платформы. Однако дальнейшее преобразование пород, обусловленное в основном динамическими напряжениями, придало структурному облику шокшинских кварцито-песчаников ряд черт, позволяющих сопоставлять их по общему стилю постседиментационного изменения с более древними (среднепротерозойскими) отложениями Карелии.

8. Изучение процессов постседиментационного преобразования пород позволило со значительно большей точностью восстановить минеральный состав исходных осадков шокшинской свиты и геохимические условия их накопления.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамова Е. А. Аутигенные минералы в девонских отложениях Минусинской и Назаровской впадин и их влияние на пористость пород.— В кн. «Материалы по геологии и нефтегазоносности области Минусинских впадин». М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Арсентьев К. И. Описание Олонекских заводов с самого их основания до последних времен, с кратким обзорением Олонекской губернии.— Труды СПб. минералогического об-ва, 1830, 1.
- Брунс Е. П., Гейслер А. Н., Иголкина Н. С., Толстихина М. М. Позднекембрийские и кембрийские отложения Русской платформы в пределах СССР.— В кн. Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологического конгресса. Проблема 9. Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Винчелл А. Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия. Пер. с англ. (2 изд.). М., ИЛ, 1953.
- Галдобина Л. П. 1. Иотнийские образования района Прионежья Карельской АССР.— Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, 1958, № 5.
- Галдобина Л. П. 2. Литологические особенности и условия образования иотнийских песчаников и кварцито-песчаников Карелии.— В кн. «Сборник статей молодых научных сотрудников ленинградских геологических учреждений АН СССР», вып. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1958.
- Галдобина Л. П. Верхний протерозой.— В кн. «Геология СССР, т. XXXVII. Карельская АССР», ч. I. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Гельмерсен Г. П. Геологическое исследование Олонекского горного округа, произведенное в 1856, 1857, 1858, 1859 годах.— Горн. журн., 1860, ч. 4, кн. 12.
- Геология СССР, т. XXXVII. Карельская АССР, ч. I. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Елисеев Н. А. Структурная петрология. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1953.
- Жиньё М. Стратиграфическая геология. Пер. с франц. М., ИЛ, 1952.
- Звягин Б. Б. Расчет структурных химических формул.— В кн. «Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин». М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Иностранцев А. А. Геологический очерк Повенецкого уезда Олонекской губернии и его рудных месторождений.— Материалы для геол. России, 1877, 7.
- Кайряк А. И. Бесовецкая свита — новая осадочная толща в составе протерозоя Южной Карелии.— Труды Карельск. фил. АН СССР, 1960, вып. 26.
- Кириллова И. В. Кливаж как показатель движения вещества в процессе развития складчатости.— В кн. «Складчатые деформации земной коры, их типы и механизмы образования». М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Копелиович А. В. 1. О микростилолитах и некоторых родственных им структурных формах в песчаниках могилевской свиты юго-запада Русской платформы.— Докл. АН СССР, 1958, 119, № 2.
- Копелиович А. В. 2. Особенности эпигенеза песчаников могилевской свиты юго-запада Русской платформы и некоторые вопросы, с ними связанные.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 11.
- Копелиович А. В. О структурах растворения в некоторых осадочных и эффузивно-осадочных породах.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 4.
- Копелиович А. В. О явлении эпигенетической альбитизации в песчаниках древних толщ Приднестровья.— В кн. «Геология и петрология докембрия». М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Копелиович А. В., Коссовская А. Г., Шутов В. Д. О некоторых особенностях эпигенеза терригенных отложений платформенных и геосинклинальных областей.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 6.

- Копелиович А. В., Симанович И. М. Структуры дифференциального скольжения в кварцито-песчаниках иотнийских толщ Прионежья.— Докл. АН СССР, 1963, 151, № 3.
- Копорунин В. И. О происхождении цеолитового цемента в песчано-гравийных породах угленосной толщи юго-восточной части Иркутского бассейна.— Докл. АН СССР, 1961, 137, № 1.
- Копорунин В. И. Типы вторичных изменений песчано-гравийных пород угленосной толщи Иркутского бассейна и их возможная связь с подземными водами.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 3.
- Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья.— Труды ГИН АН СССР, 1962, вып. 63.
- Коссовская А. Г., Дриц В. А., Александрова В. А. К истории триоктаэдрических слюд в осадочных породах.— Литол. и полезн. ископ., 1963, № 2.
- Коссовская А. Г., Логвиненко Н. В., Шутов В. Д. О стадиях формирования и изменения терригенных пород.— Докл. АН СССР, 1957, 116, № 2.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. 1. Зоны эпигенеза в терригенном комплексе мезозойских и верхнепалеозойских отложений Западного Верхоянья.— Докл. АН СССР, 1955, 103, № 6.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. 2. Характер изменений обломочного биотита в процессе эпигенеза.— Докл. АН СССР, 1955, 101, № 3.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Характер и распределение минеральных новообразований в разрезе мезо-палеозойских отложений Западного Верхоянья.— Труды ГИН АН СССР, 1956, вып. 5.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Опыт стадийного анализа терригенных пород геосинклинальной области (на примере мезозойских и палеозойских отложений Западного Верхоянья).— В кн. «Методы изучения осадочных пород», т. I. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Фации регионального эпигенеза и метagenеза.— Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 7.
- Кратц К. О. Комплекс диабазов и габбро-диабазов. Южная Карелия.— В кн. «Геология СССР, т. XXXVII. Карельская АССР», ч. I. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Кратц К. С. Геология карелид Карелии. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Леммлейн Г. Г., Клия М. О. Новые данные об отложении вещества кристалла на стенках полости жидкого включения.— Докл. АН СССР, 1952, 82, № 5.
- Логвиненко Н. В. Аутигенные минералы продуктивной толщи Донецкого карбона.— Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1951, № 5.
- Логвиненко Н. В. О позднем диагенезе (эпигенезе) донецких карбоновых пород.— Докл. АН СССР, 1956, 106, № 5.
- Логвиненко Н. В. О позднем диагенезе (эпигенезе) донецких карбоновых пород.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 7.
- Мурхауз В. В. Практическая петрография. Пер. с англ. М., ИЛ, 1963.
- Мурчисон Р. И., Вернейль Е., Кейзерлинг А. А. Геологическое описание Европейской России и хребта Уральского.— Горн. журн., 1846, ч. 4, кн. 10—12.
- Некрасов Б. В. Курс общей химии. Изд. 13. М., Госхимиздат, 1960.
- Новикова А. С. О тектоническом положении магматических образований Восточно-Европейской платформы.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 93.
- Озерцовский Н. Я. Путешествие по озерам Ладожскому, Онежскому и вокруг Ильменя. СПб., 1792.
- Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, серия геол., 1962, вып. 5.
- Полканов А. А. Геология хогландия — иотния Балтийского щита и проблема докембрийского перерыва.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 1.
- Полканов А. А., Герлинг Э. К. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления.— Труды Лабор. докембрия АН СССР, 1961, вып. 12.
- Преображенский И. А. Об автигенных минералах и минералообразовании.— Труды Ин-та геол. наук, 1941, вып. 40, петрогр. серия (№ 13).
- Пустовалов Л. В. 1. Вторичные изменения осадочных горных пород и их геологическое значение.— Труды ГИН АН СССР, 1956, вып. 5.
- Пустовалов Л. В. 2. О вторичных полевых шпатах в осадочных породах.— Труды ГИН АН СССР, 1956, вып. 5.
- Рид В. Т. Дислокации в кристаллах. Пер. с англ. М., Metallургиздат, 1957.
- Рухин Л. Б. О некоторых закономерностях эпигенеза.— В кн. «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3—4. Львов, изд-во Львов. ун-та, 1956.
- Симанович И. М. О постседиментационном преобразовании шокшинских кварцито-песчаников.— Литол. и полезн. ископ., 1964, № 1.
- Страхов Н. М. Стадии образования осадочных пород и задачи их изучения.— В кн. «Методы изучения осадочных пород», т. I. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1960.

- Страхов Н. М., Логвиненко Н. В. О стадиях осадочного породообразования и их наименовании.— Докл. АН СССР, 1959, 125, № 2.
- Теодорович Г. И. Аутигенные минералы осадочных пород. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Тимофеев В. М. О разработках олонечских песчаников.— Изв. Геол. ком., 1919, 38, вып. 3.
- Тимофеев В. М. Каменные строительные материалы Прионежья, ч. I. Кварциты и песчаники. Л., Изд-во АН СССР, 1927.
- Тимофеев В. М. 1. Карта каменных строительных материалов Прионежья. Л.— М., Гос. науч.-техн. геол.-развед. изд-во, 1932.
- Тимофеев В. М. 2. К вопросу классификации кварцевых осадочных пород.— Изв. Всесоюз. геол.-развед. объедин., 1932, 51, вып. 78.
- Тимофеев В. М. Петрография Карелии. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1935.
- Тимченко И. П. Протерозойские кварциты и кварцито-песчаники Центральной и Южной Карелии.— Труды Ин-та геол. наук, вып. 122, петрогр. серия (№ 37), 1950.
- Тугаринов А. И., Зыков С. И., Бибикова Е. В. Об определении абсолютного возраста осадочных пород свинцово-урановым методом.— Геохимия, 1963, № 3.
- Ферберн Г. В. Синтетический кварцит.— В кн. «Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования». М., ИЛ, 1954.
- Ферсман А. Е. Геохимия России, вып. I. Пг., Науч.-хим.-техн. изд-во, 1922.
- Фуллон А. А. Поездка из Петрозаводска на Кончезерский завод.— Горн. журн., 1831, ч. I, кн. 1—3.
- Харитонов Л. Я. Опыт тектонического районирования восточной части Балтийского щита.— Уч. зап. Ленингр. ин-та, 1957, № 225, серия геол., вып. 10.
- Челиков К. Р., Ермолова Е. Л., Орлова Н. А. Эпигенные минералы как показатели времени прихода нефти в песчаные промышленные коллекторы.— Докл. АН СССР, 1959, 125, № 5.
- Шатский Н. С. О древнейших отложениях осадочного чехла Русской платформы и об ее структуре в древнем палеозое.— Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 1.
- Шатский Н. С. Принципы стратиграфии позднего докембрия и объем рифейской группы.— В кн. Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологического конгресса. Проблема 8. Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Шутов В. Д. Эпигенетическая зональность палеозойских и рифейских отложений Пачелмского прогиба.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1960, 35, вып. 6.
- Энгельман И. П. Взгляд на геолого-геогностический состав Олонечского горного округа.— Горн. журнал, 1838, ч. I, кн. 2.
-
- Athy L. F. Density, porosity and compaction of sedimentary rocks.— Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 1930, 14, N 1.
- Eckermann H. von. The genesis of the jotnian sediments.— Geol. Fören. Stockholm Förh., 1937, 59, N 4.
- Gilbert Ch. M. Cementation of some California tertiary reservoir sands.— J. Geol., 1949, 57, N 1.
- Gorbatschev R. The Pre-Cambrian sandstone of the Gotska Sandön boring core.— Bull. Geol. Inst. Univ. of Uppsala, 1962, 39, N 9/11.
- Gorbatschev R., Kint O. The Jotnian Mälard sandstone of the Stockholm region. Sweden.— Bull. Geol. Inst. Univ. of Uppsala, 1961, 40.
- Heald M. T. Authigenesis in West Virginia sandstones.— J. Geol. 1950, 58, N 6.
- Heald M. T. Stylolites in sandstones.— J. Geol., 1955, 63, N 2.
- Heald M. T. Cementation of Simposon and St. Peter sandstones in parts of Oklahoma, Arkansas and Missouri.— J. Geol., 1956, 64, N 1.
- Heald M. T. Significance of stylolites in permeable sandstones.— J. Sediment. Petrol., 1959, 29, N 2.
- Heald M. T., Anderegg R. C. Differential cementation in the Tuscarora sandstone.— J. Sediment. Petrol., 1960, 30, N 4.
- Hedberg H. D. The effect of gravitational compaction on the structure of sedimentary rocks.— Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 1926, 10, N 11.
- Krynine P. D. Petrographic studies of variations in cementing material in the Oriskany sand. Pennsylvania State Coll. Min. Ind. Expt. Sta.— Bull., 1941, N 33.
- Lerbekmo J. F., Platt R. L. Promotion of pressure solution of silica in sandstones.— J. Sediment. Petrol., 1962, 32, N 3.
- Packham G. H., Crook K. A. W. The principle of diagenetic facies and same of its implications.— J. Geol., 1960, 68, N 4.
- Price P. H. Stylolites in sandstone.— J. Geol., 1934, 42, N 2.
- Ramsay W. Über die Geologie der precambrihen und arheisher Bildungen in Olonetz Karelien. Förh. vid. Nordiska Naturforskare — och Läkaremötet. Helsingfors, 1902.
- Sederholm J. J. Über eine archaische Sedimentformation im südwestlichen Finland und ihre Bedeutung für die Erklärungsweise des Grundgebirges.— Bull. Comm. géol. Finlande, 1897, N 6.

- Sederholm J. J. Om de jotniska och s. k. subjotniska bergarterna. Geol. Fören. Stockholm Förh., 1927, **49**, N 3.
- Siever R. The silica budget in the sedimentary cycle.— Amer. Mineralogist, 1957, **42**, N 11/12.
- Siever R. Silica solubility, 0°—200° C, and the diagenesis of siliceous sediments.— J. Geol., 1962, **70**, N 2.
- Sloss L. L., Feray D. E. Microstylolites in sandstones.— J. Sediment. Petrol., 1948, **18**, N 1.
- Stockdale. Rare stylolites.— Amer. J. Sci., 5th ser., 1936, **32**, N 188.
- Taylor J. M. Pore-space reduction in sandstones.— Bull., Amer. Ass. Petrol. Geol., 1950, **34**, N 4.
- Thomson A. F. Pressure solution and porosity.— Soc. Econ. Paleontol. Min., Spec. Publ., 1959, N 7.
- Wahl W. Beiträge zur Geologie der präcambrischen Bildungen im Gouvernement Olonetz.— Fennia, 1908, **24**.
- Waldschmidt W. A. Cementing materials in sandstones and their probable influence on the migration and accumulation of oil and gas.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1941, **25**, N 10.
- Weyl P. K. Pressure solution and the force of crystallization — a phenomenological theory.— J. Geophys. Res., 1959, **64**, N 11.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

Т а б л и ц а I

1. Конформно-регенерационная структура шокшинских кварцито-песчаников. Отчетливо заметны «рубашки» окислов железа вокруг обломочных зерен. Николи +. Увел. 80.
2. Зонка интенсивной микростилолитизации. Николи +. Увел. 90.
3. Аутигенный гематит в регенерационном кварце. Без анализатора. Увел. 340.
4. Каолинизированное и серицитизированное зерно полевого шпата. Николи +. Увел. 340.
5. Микростилолитовая поверхность растворения. Николи скошены. Увел. 80.

Т а б л и ц а II

1. Структура дифференциального скольжения между зернами кварца. Николи +. Увел. 340.
2. Структура дифференциального скольжения между конформно контактирующими зернами. Николи +. Увел. 340.
3. Структура дифференциального скольжения между обломочным зерном и его регенерационной каймой. Николи +. Увел. 290.
4. Ступенчатый характер рассланцованных зерен кварца. Николи +. Увел. 340.
5. Блестящая структура в участках развития зеркал скольжения. Николи +. Увел. 90.
6. «Микробудинаж» зерна турмалина. Без анализатора. Увел. 340.
7. Пористая структура «шаров» — округлых образований в кварцито-песчаниках. Николи +. Увел. 55.
8. Структура «смятия» кварцевых зерен. Николи +. Увел. 80.

Т а б л и ц а III

1. Структуры дифференциального скольжения, пространственно связанные с зеркалами скольжения. Сечение параллельно поверхности скольжения. Николи +. Увел. 125.
2. То же. Сечение нормально к поверхностям скольжения и параллельно направлению борозд. Николи +. Увел. 125.
3. То же. Сечение нормально к поверхностям скольжения и направлению борозд. Николи +. Увел. 90.
4. Инкорпорация мелких зерен кварца в обломок кремнистой породы. Увел. 90.
5. Идиоморфные выделения аутигенного кварца. Николи +. Увел. 340.
6. Микростилолитовый контакт двух обломочных зерен. Николи +. Увел. 340.

Т а б л и ц а IV

1. Участок цементации обломочных зерен фукситом. Без анализатора. Увел. 55.
2. Коллоидное перераспределение окислов железа в серицитовом цементе. Без анализатора. Увел. 340.
3. Розетчатые выделения серицита. Николи +. Увел. 450.
4. Преобразование обломочного листочка биотита частично в гидромусковит (светлый), частично же — в хлорит-пеннит (темный). Николи +. Увел. 900.
5. Конформно-регенерационная структура кварцито-песчаников. Николи +. Увел. 55.
6. Структурные контакты между зернами в зонке, обогащенной окислами железа. Николи +. Увел. 55.

Т а б л и ц а V

1. «Поздний» микростилолитовый шов, секущий конформно-регенерационную структуру породы. Николи +. Увел. 90.
2. Выделение аутигенного магнетита (черный). Николи +. Увел. 132.
3. Трещинки катаклаза, залеченные кремнекислотой, в виде цепочек пузырьков жидкости, переходящие из одних зерен в другие. Николи +. Увел. 132.
4. Ксеноморфизм зерна кремнистой породы по отношению к обломочному кварцу. Николи +. Увел. 90.
5. Выделение диоктаэдрического хлорита в поровых пространствах. Николи +. Увел. 340.
6. Мусковитизация и хлоритизация обломочного листочка биотита. Николи +. Увел. 340.

Т а б л и ц а VI

1. «Смятие» кварцевых зерен. Николи +. Увел. 515.
2. Бластические контакты между обломочными зернами (рекристаллизационно-грануляционный бластез). Николи +. Увел. 90.
3. Включение кристалликов апатита в аутигенный кварц (в центре поля). Николи +. Увел. 145.
4. Две генерации апатита с разными показателями преломления — призматическая и ксеноморфная. Без анализатора. Увел. 900.
5. Рекристаллизационно-грануляционный бластез. Николи +. Увел. 290.
6. Рекристаллизационно-грануляционный бластический контакт между обломочными зернами. Николи +. Увел. 290.

Т а б л и ц а VII

1. Поверхность дифференциального скольжения. Николи +. Увел. 80.
2. Псевдоморфоза агрегата листочков мусковита по полевому шпату. Николи +. Увел. 180.
3. Структуры дифференциального скольжения. Николи +. Увел. 90.
4. Тонкие иголки ругила, формирующиеся за счет лейкоксена. Без анализатора. Увел. 480.
5. Регенерационное зерно кварца, вовлеченное в дифференциальное скольжение. Николи +. Увел. 90.
6. Псевдоморфоза каолинита и окислов железа по зерну полевого шпата. Николи +. Увел. 340.

Т а б л и ц а VIII

1. Структура слюдяного сланца. Сечение параллельно плоскости сланцеватости. Николи +. Увел. 90.
2. Структура слюдяного сланца. Сечение нормально сланцеватости породы. Николи +. Увел. 90.
3. Удлинение и развальцевание обломочных зерен кварца вдоль сланцеватости. Николи +. Увел. 340.
4. Рекристаллизационный бластический контакт между зернами кварца. Николи +. Увел. 340.
5. Диоктаэдрический хлорит (?), «запечатанный» в поровом пространстве аутигенным кварцем. Николи +. Увел. 340.
6. Микростилолитовая поверхность растворения, секущая ранее сформированные конформно-регенерационные структуры. Николи +. Увел. 55.

Т а б л и ц а IX

1. Резкий контакт участка с лепидобластовой структурой и практически не преобразованного в динамометаморфизме кварцито-песчаника с конформно-регенерационной структурой. Николи +. Увел. 55.
2. Участок породы с лепидобластовой структурой. Николи +. Увел. 90.
3. Участок развития структур дифференциального скольжения. Николи +. Увел. 132.
4. Вовлечение в процесс рекристаллизационного бластеза регенерационной каемки кварца. Николи +. Увел. 132.
5. Рекристаллизационно-грануляционное бластическое преобразование обломочного и аутигенного (в поровом пространстве) кварца. Николи +. Увел. 290.
6. Удлиненные в направлении сланцеватости новообразованные кристаллики магнетита. Николи +. Увел. 132.

Т а б л и ц а X

1. Лепидобластовая структура в сечении, нормальном к бороздам скольжения. Николи +. Увел. 132.
2. Роговиковая структура кварцита на контакте с интрузией габбро-диабазов. Николи +. Увел. 90.

3. Тот же участок породы при одном никеле. Хорошо заметны реликтовые очертания обломочных зерен. Увел. 90.
4. Рекристаллизационный бластез. Частичный «переход» оптической ориентировки одних обломочных зерен в другие. Никולי +. Увел. 90.
5. Регенерированное зерно кварца, вовлеченное в процесс рекристаллизационного бластеза. Никולי +. Увел. 115.
6. Бластическое искривление микростилолитовых швов. Никולי +. Увел. 145.

Т а б л и ц а X I

1. Полоски Бёма в новообразованных индивидах роговикового кварца. Никולי +. Увел. 340.
2. Округлые образования, состоящие из роговикового кварца и хлорита. Никולי +. Увел. 72.
3. Мелкие чешуйки серицита, включенные в регенерационные кварцевые каемки. Никולי +. Увел. 340.
4. Гидратизация обломочного биотита, сопровождающаяся фестончатой коррозией обломочных зерен кварцита. Никולי +. Увел. 290.
5. Мелкие кристаллики магнетита в регенерационном кварце. Никולי +. Увел. 340.
6. Короткопризматические кристаллики рутила. Без анализатора. Увел. 900.

Т а б л и ц а X I I

1. Чешуйчатые выделения новообразованного биотита (темные) и идиоморфные листочки мусковита (светлые). Без анализатора. Увел. 340.
2. Конформно-регенерационная структура кварцито-песчаников. Никולי +. Увел. 55.
3. Структура дифференциального скольжения. Никולי +. Увел. 132.
4. Стилолитоподобная структура дифференциального скольжения, без листочков свежлых слюд. Никולי +. Увел. 340.
5. Интенсивная грануляция и смятие обломочного и аутигенного кварца. Никולי +. Увел. 55.
6. Полоски Бёма. Никולי +. Увел. 90.
7. Структура полосок Бёма. Отчетливо видны цепочки пузырьков жидкости. Никולי +. Увел. 900.

Т а б л и ц а X I I I

1. Структура мелкозернистых кварцито-песчаников. Никולי +. Увел. 90.
2. Глубокая фестончатая коррозия зерен кварца гидратированным листочком биотита. Никולי +. Увел. 290.
3. Замещение обломочных зерен кварца в железисто-пиррофиллитовом сланце крупночешуйчатым пиррофиллитом. Никולי +. Увел. 90.
4. Конформно-регенерационная структура кварцито-песчаников. Никולי +. Увел. 55.
5. Цепочки мельчайших зернышек магнетита, сформированных за счет первичных окислов железа. Никולי +. Увел. 540.
6. Микростилолитовая структура. Никולי +. Увел. 540.

Т а б л и ц а X I V

1. Аутигенный кварц, сопряженный с микростилолитовой структурой. Никולי +. Увел. 340.
2. Выделение окислов железа вдоль трещин спайности преобразованного биотита. Никולי +. Увел. 290.
3. Структура дифференциального скольжения. Никולי +. Увел. 340.
4. Гидратированный и мусковитизированный листочек обломочной слюды, заключенный в каемку регенерационного кварца. Никולי +. Увел. 340.
5. Деформированная линзочка железисто-глинистого состава в кварцито-песчаниках. Никולי +. Увел. 55.
6. Гидратизация и мусковитизация биотита, сопровождающаяся выделением окислов железа вдоль спайности.

Т а б л и ц а X V

1. Гидратированный биотит, замещенный вдоль трещин спайности окислами железа. Никולי +. Увел. 450.
2. Интенсивная микростилолитизация в микрослойке, обогащенной окислами железа. Без анализатора. Увел. 55.
3. Микростилолитовые шипы, протыкающие насквозь обломочное зерно кварца. Никולי +. Увел. 290.
4. Чередование зонок, обогащенных обломочными слюдами и окислами железа с интенсивным растворением обломочных зерен, и зонок с регенерационным кварцевым цементом. Никולי +. Увел. 80.

Т а б л и ц а X V I

1. Микростиллитовый шип, протыкающий насквозь обломочное зерно кварца. Николи +. Увел. 290.
2. Крупночешуйчатый серицитовый цемент. Николи +. Увел. 340.
3. Мелкочешуйчатый серицитовый цемент. Николи +. Увел. 340.
4. Замещение зерна кварца с периферии крупночешуйчатым серицитом. Николи +. Увел. 290.
5. Сетчатая структура замещения слюдястых минералов аутигенным кварцем. Николи +. Увел. 340.
6. Рекристаллизационный бластический контакт между зернами кварца. Николи +. Увел. 340.

Т а б л и ц а X V I I

1. Обесцвечивание кварцито-песчаников (справа). Окислы железа почти полностью вынесены. Без анализатора. Увел. 55.
2. Интенсивная гравитационная коррозия обломочных зерен кварца. Николи +. Увел. 90.
3. Микропрослой базально сцементированного серицитом песчаника в микалитах. Николи +. Увел. 55.
4. Вермикулитовидные выделения серицита, сформированные за счет обломочных слюд. Николи +. Увел. 290.
5. Конформно-регенерационная структура породы. Николи +. Увел. 55.
6. Прособразование обломочных слюд в серицит. Николи +. Увел. 115.

Т а б л и ц а X V I I I

1. Замещение обломочного зерна полевого шпата аутигенным кварцем, имеющим ту же оптическую ориентировку, что и прилегающее кварцевое зерно. Николи +. Увел. 132.
2. Причудливые формы замещения полевого шпата кварцем. Николи +. Увел. 290.
3. Замещение зерна плагиоклаза кварцем по системам двойниковых полос. Николи +. Увел. 225.
4. Замещение с периферии зерна плагиоклаза цеолитом. Николи +. Увел. 340.
5. Хлоритизация и мусковитизация обломочного граната. Без анализатора. Увел. 145.
6. Замещение зерна каллевого полевого шпата кварцем. Николи +. Увел. 340.
7. Регенерация обломочного зерна плагиоклаза. Николи +. Увел. 180.
8. Замещение обломочного зерна эпидота кварцем и серицитом. Николи +. Увел. 340.

Т а б л и ц а X I X

1. Кварцевая регенерационная каемка, переходящая в слюдисто-роговиковый агрегат. Николи +. Увел. 340.
2. Переход гидратизированных листочков биотита в крупночешуйчатый серицит. Николи +. Увел. 340.
3. Замещение зерна полевого шпата крупночешуйчатым серицитом. Николи +. Увел. 290.
4. Замещение обломочного зерна цоизита низкоинтерферирующим бесцветным хлоритом (с периферии). Николи +. Увел. 340.
5. Регенерация обломочного зерна цоизита. Николи +. Увел. 540.
6. Замещение обломочного зерна граната (черный) хлоритом (серый) и мусковитом (светлый). Николи +. Увел. 180.

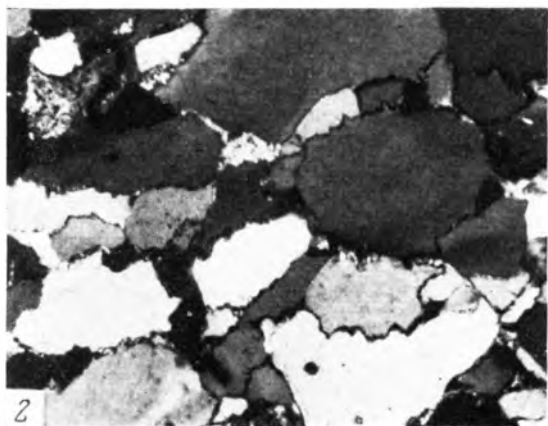
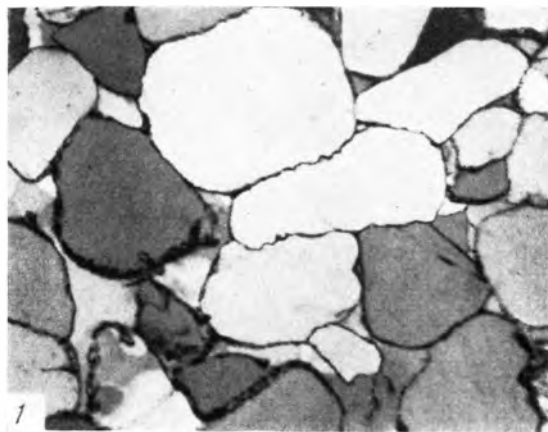
Т а б л и ц а X X

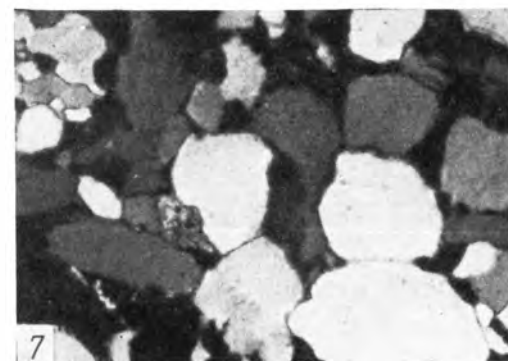
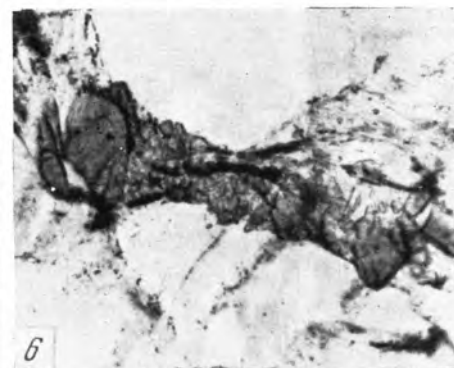
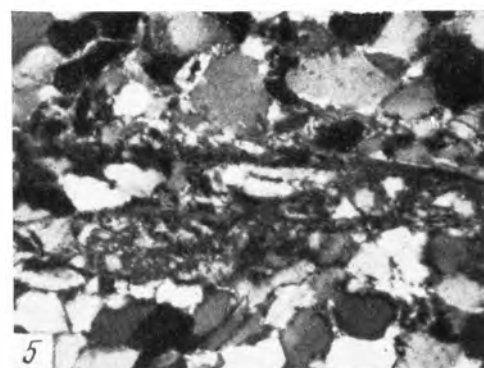
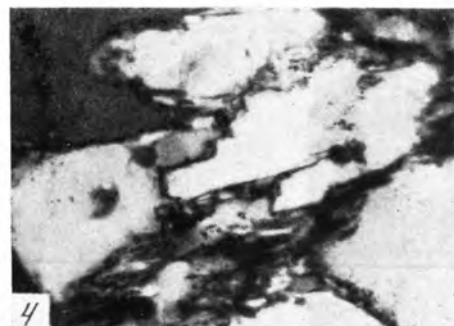
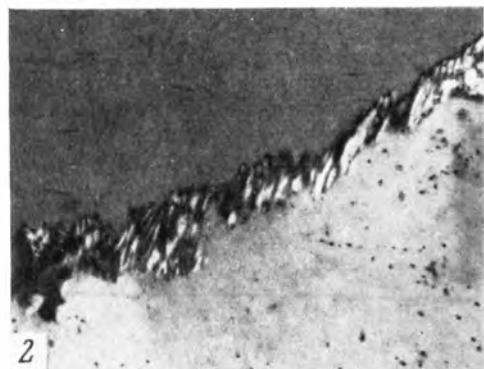
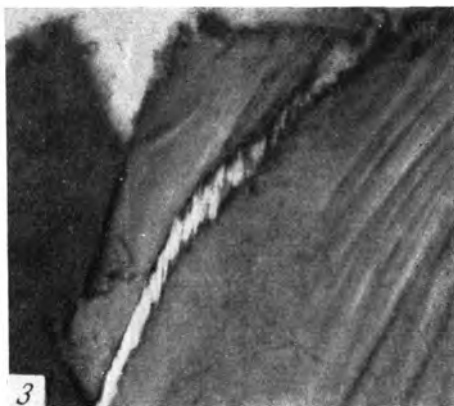
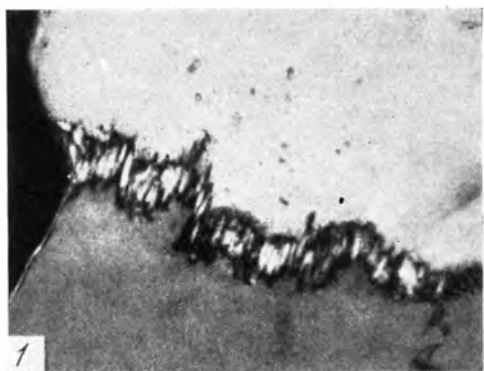
1. Вторичный карбонатный цемент. Серицитовые каемки предохраняют обломочные зерна от коррозии и замещения кальцитом. Николи +. Увел. 90.
2. Каолинизация обломочного зерна эпидота. Николи +. Увел. 540.
3. Фестончатая коррозия зерна полевого шпата. Николи +. Увел. 340.
4. Интенсивная фестончатая коррозия зерна кварца. Николи +. Увел. 340.
5. Регенерация обломочного зерна эпидота. Николи +. Увел. 340.
6. Регенерация обломочного зерна плагиоклаза. Николи +. Увел. 340.

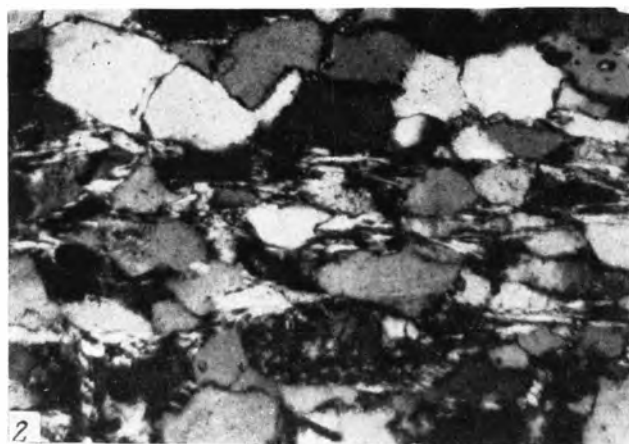
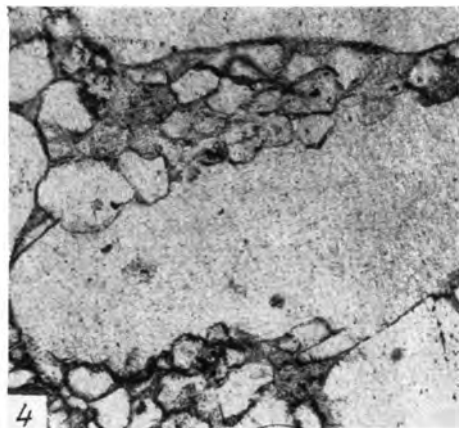
Т а б л и ц а X X I

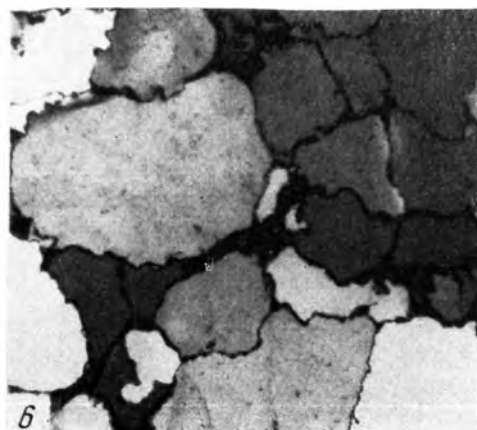
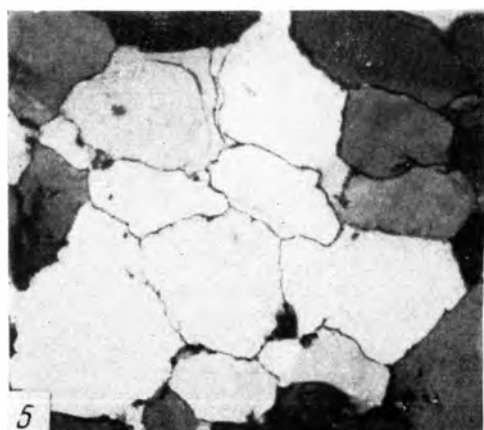
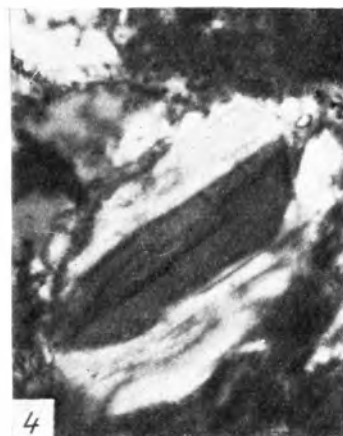
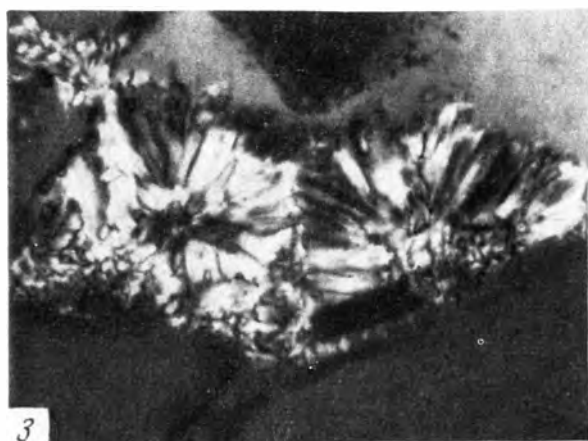
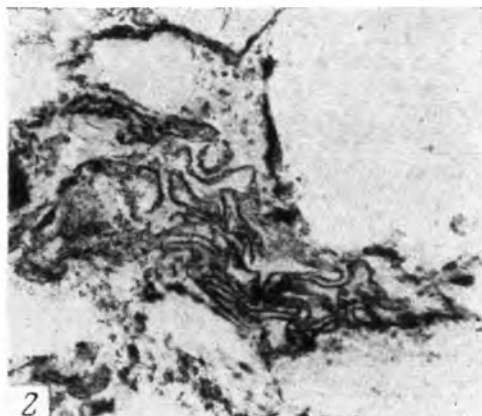
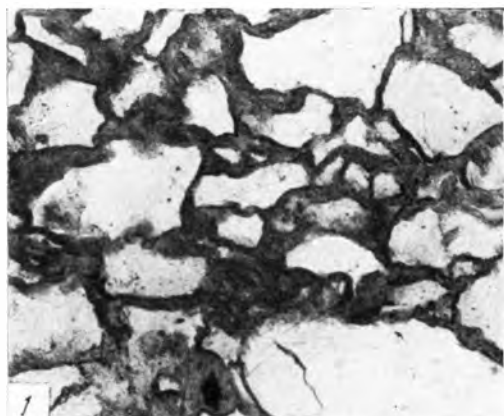
- 1—4. Электронномикроскопические снимки фракций $< 1 \mu$, выделенных из цемента кварцито-песчаников. Увел. 10 000.

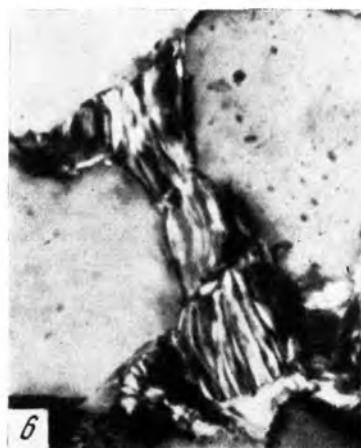
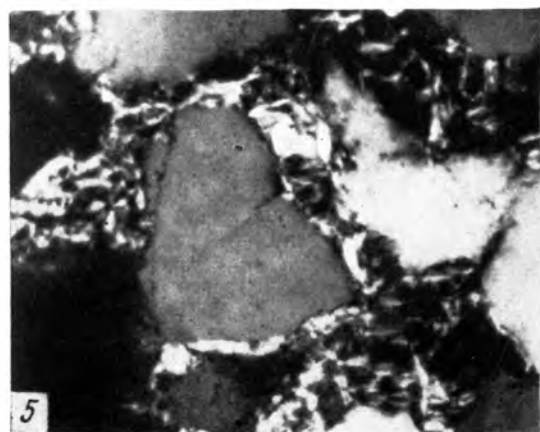
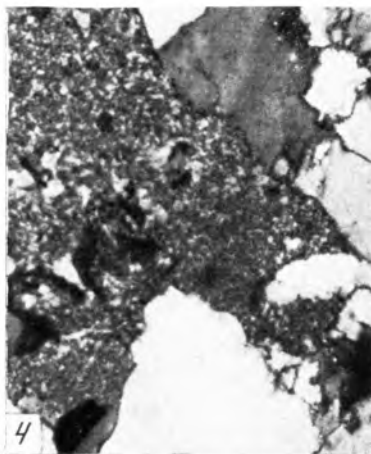
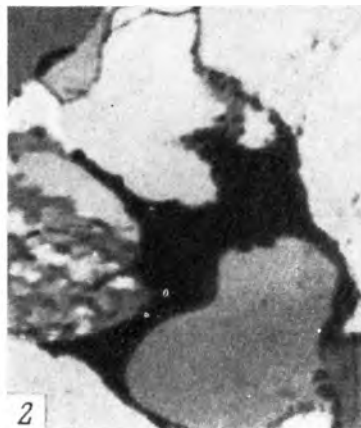
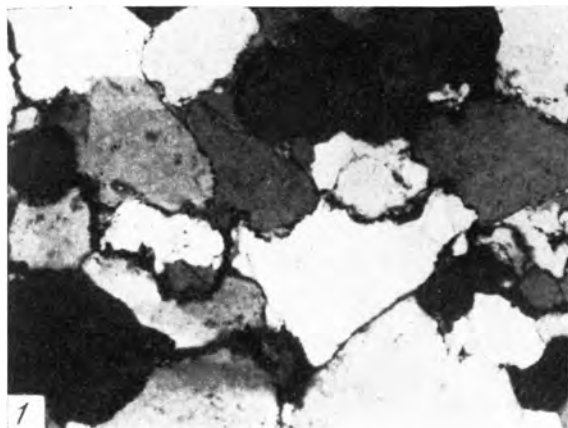
ТАБЛИЦЫ

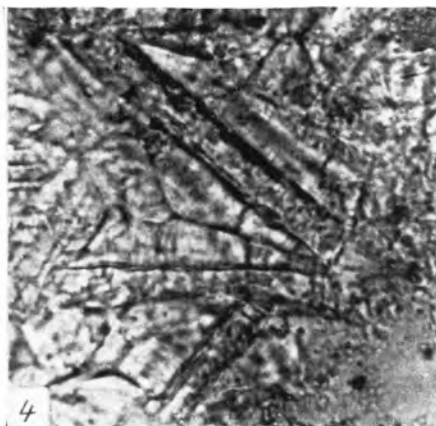
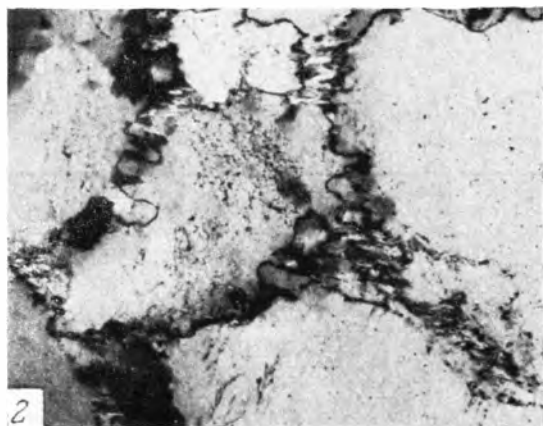
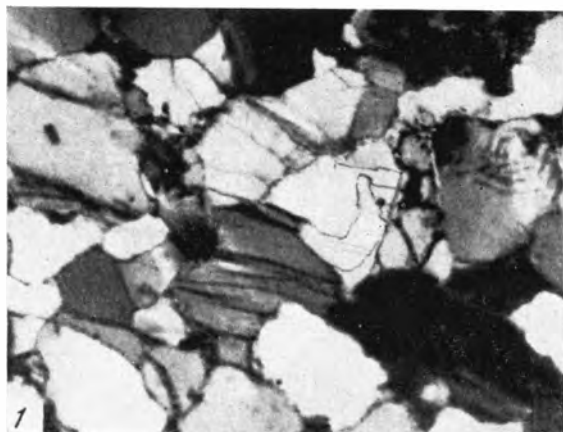


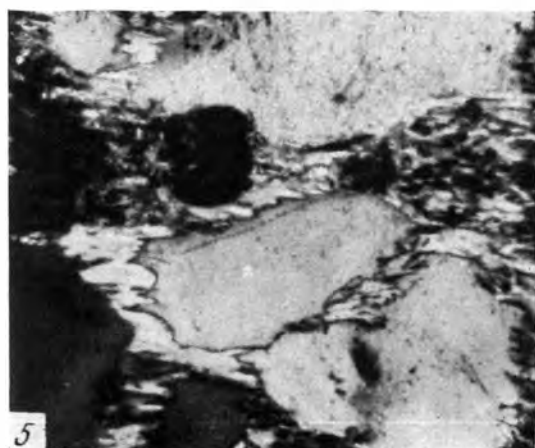
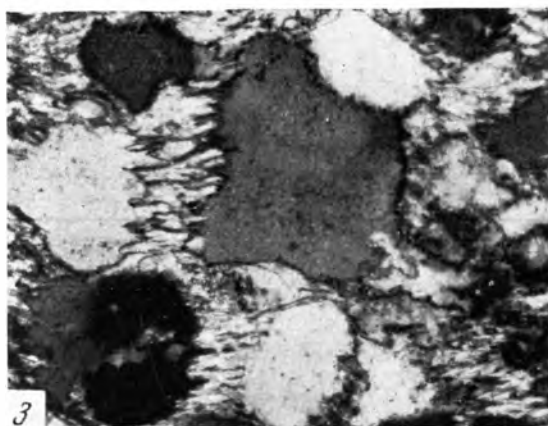
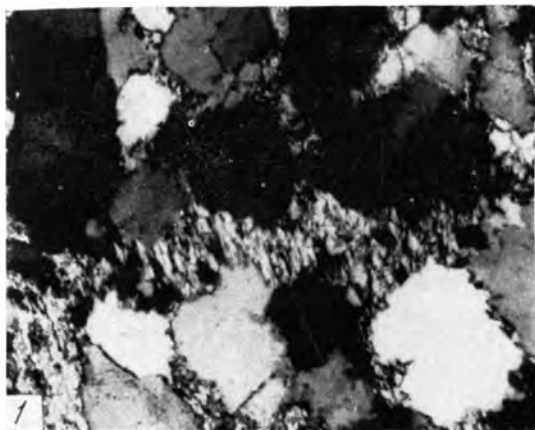


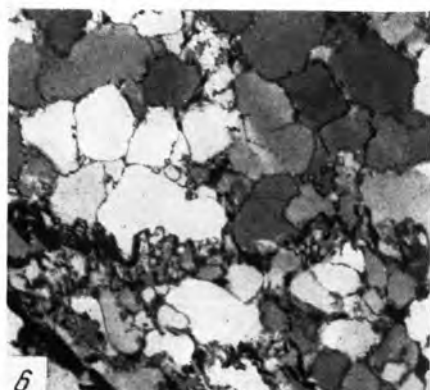
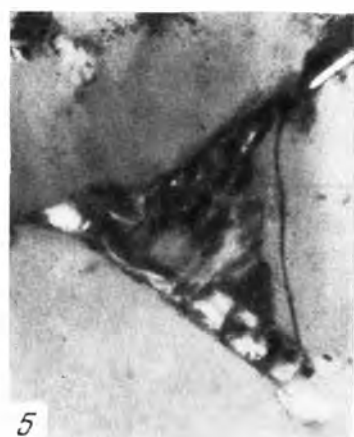
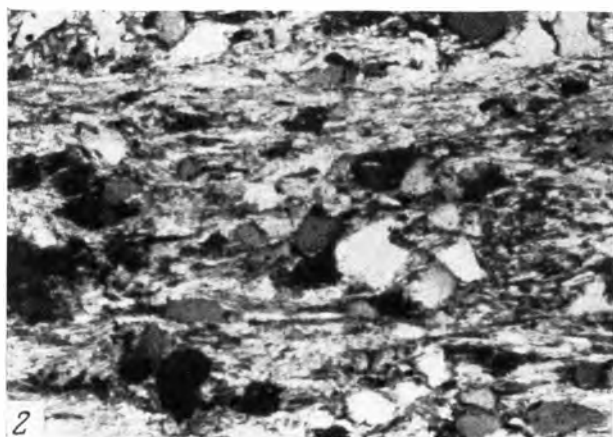
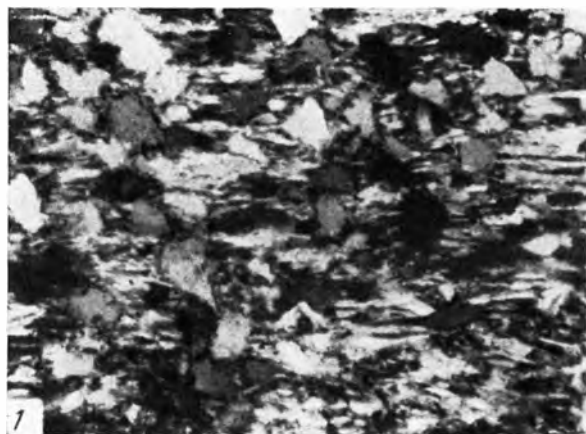


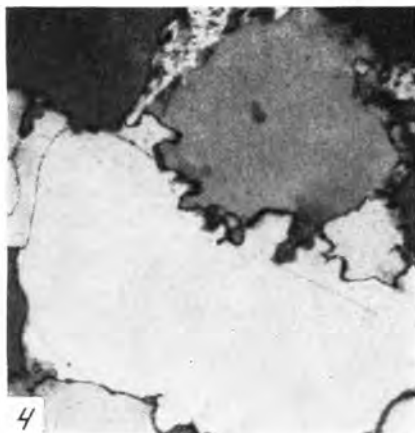
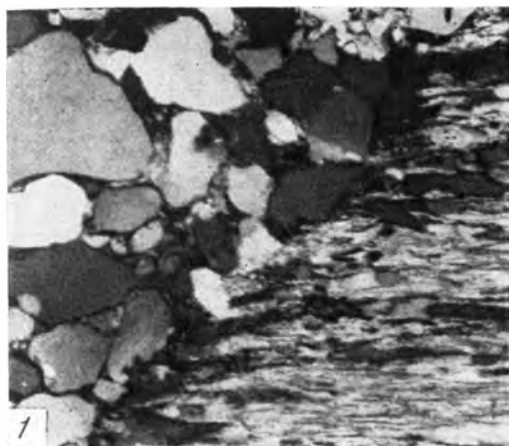


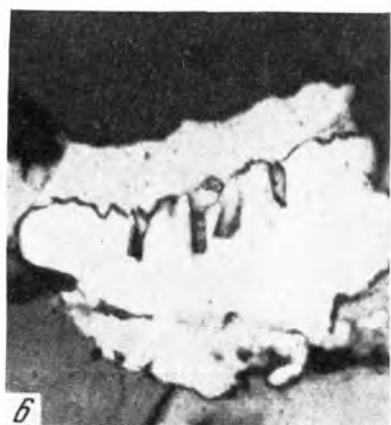
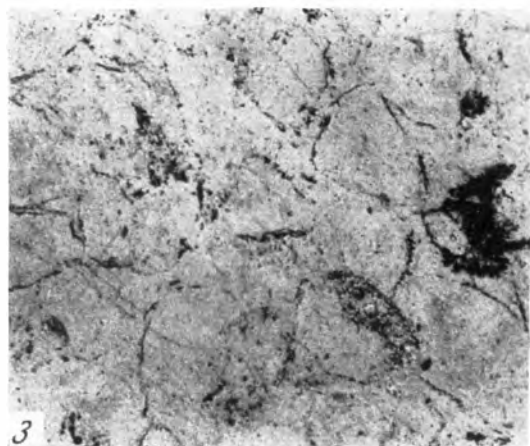
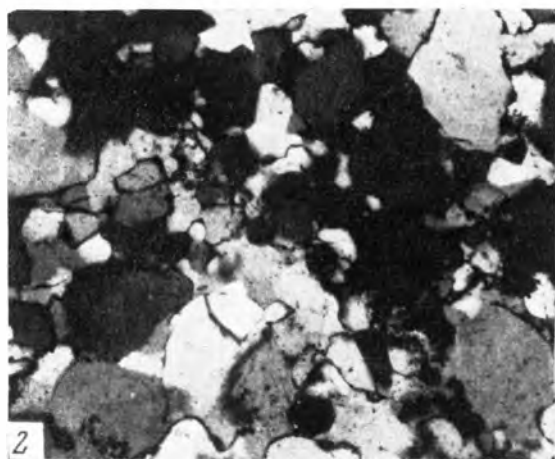
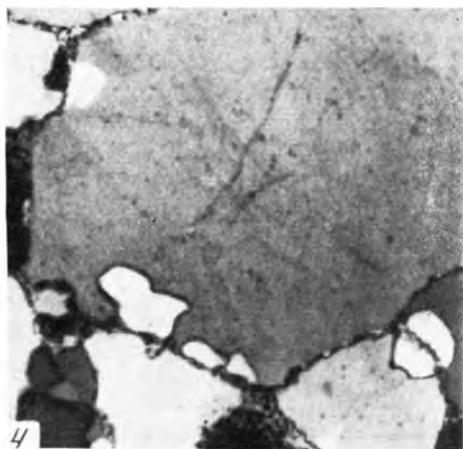


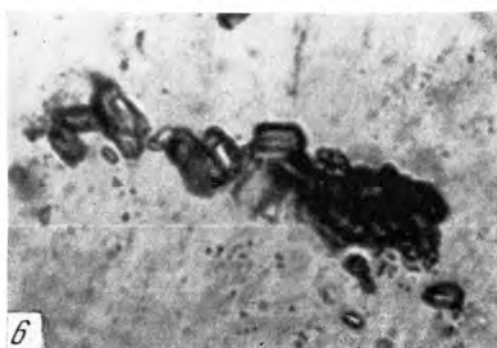
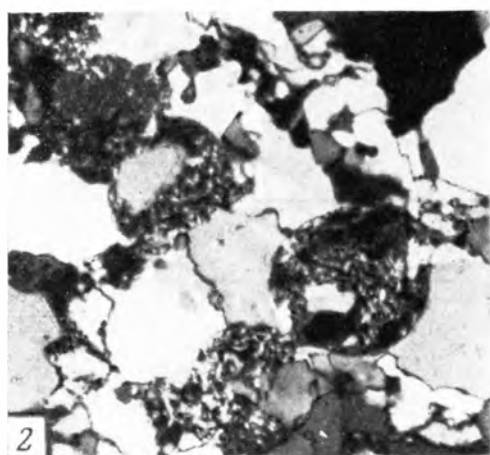
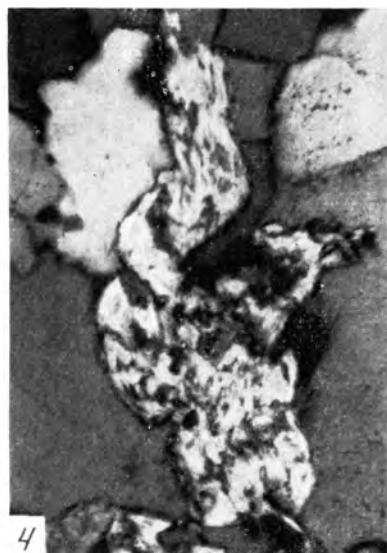


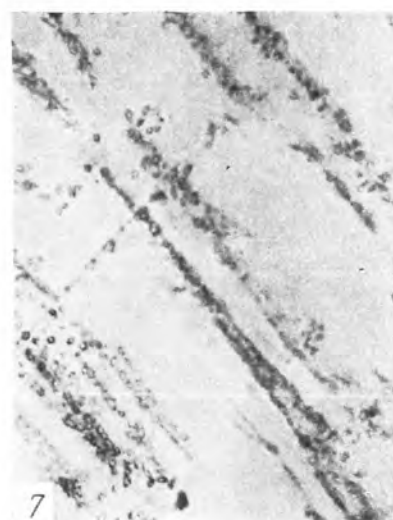
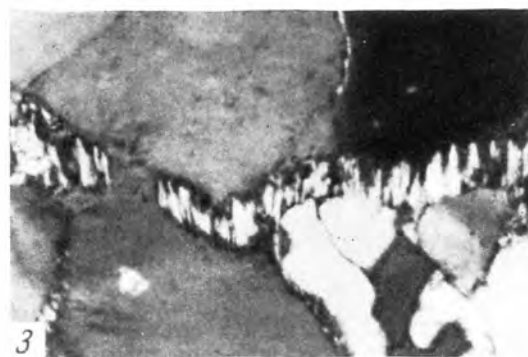
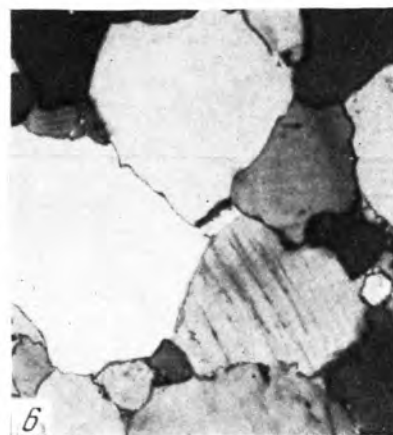
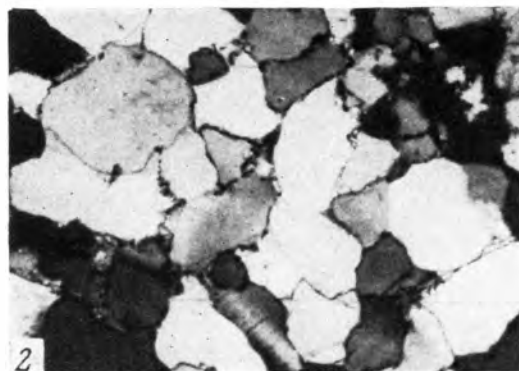
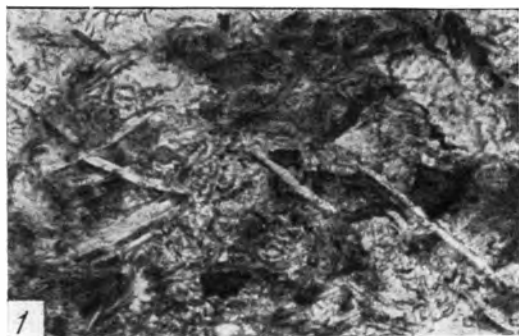


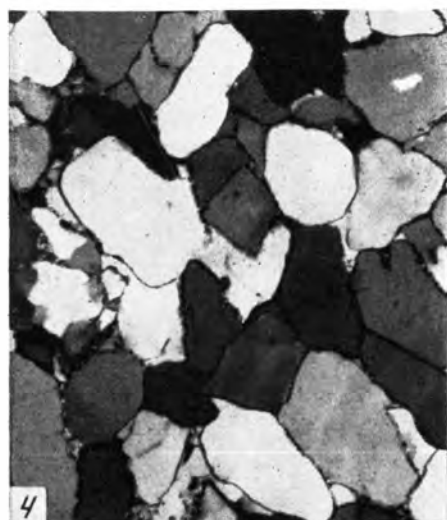
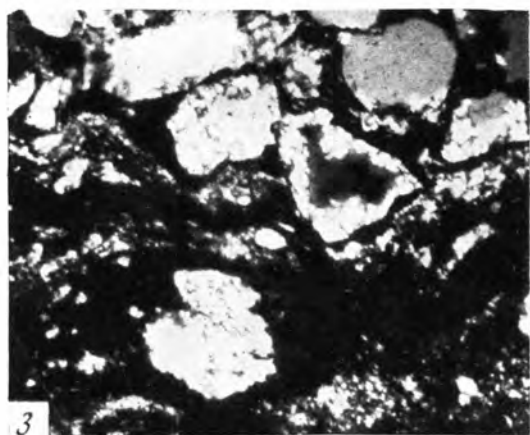
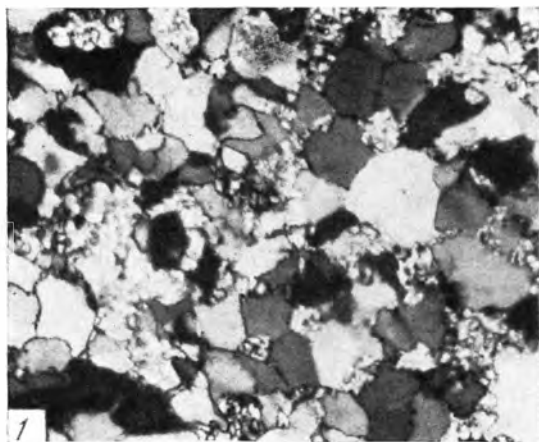


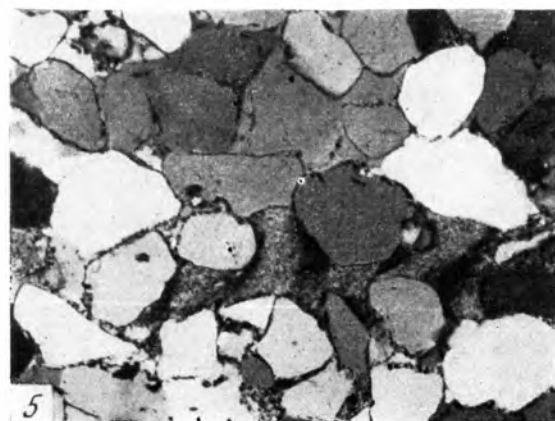
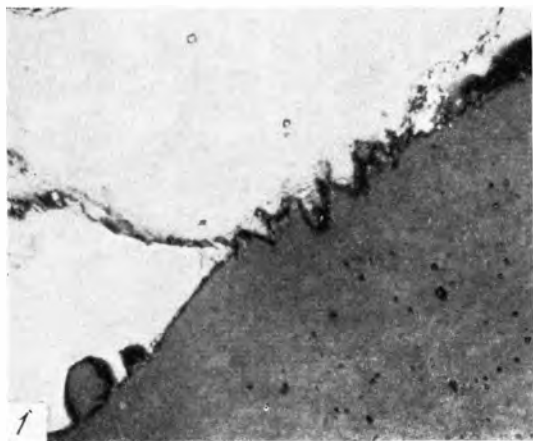


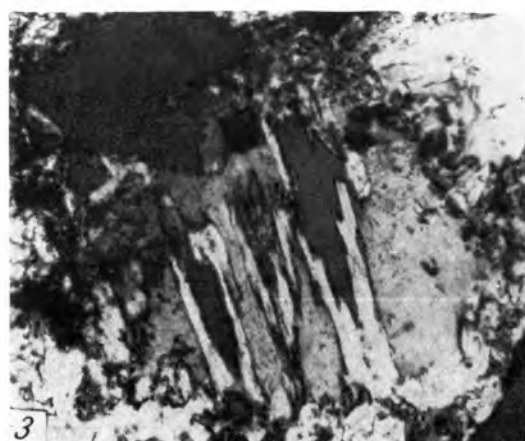
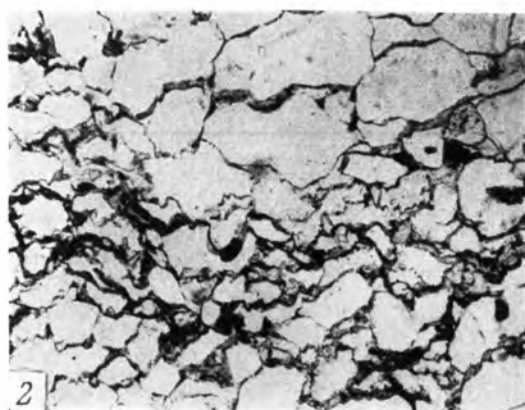
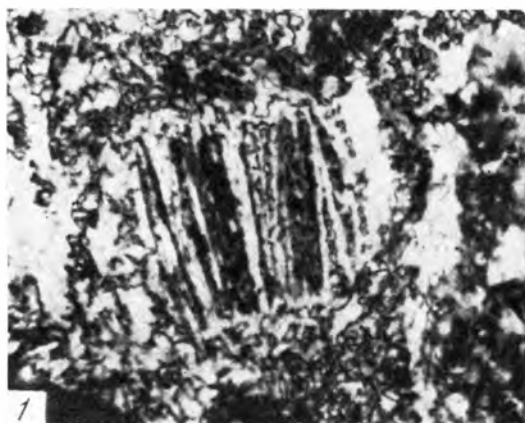


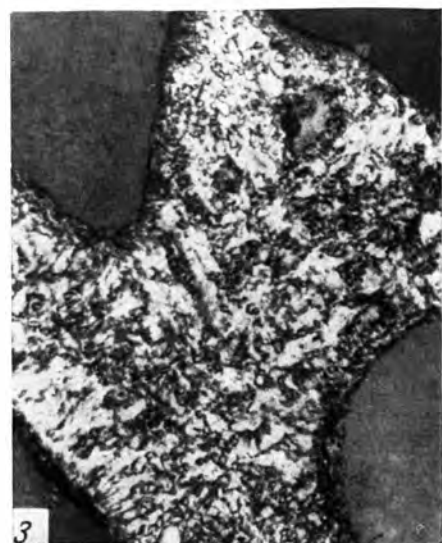
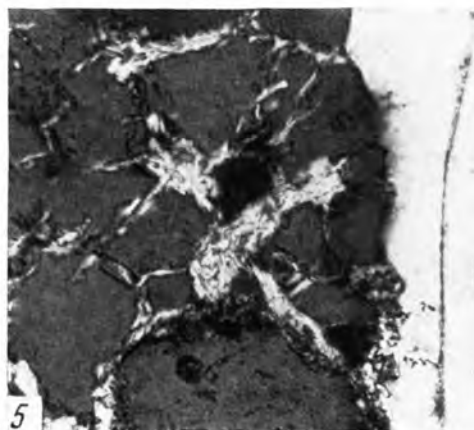
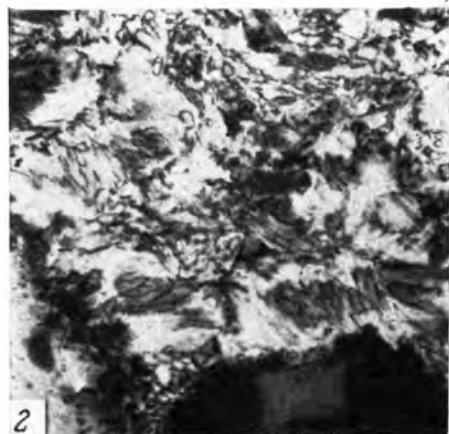
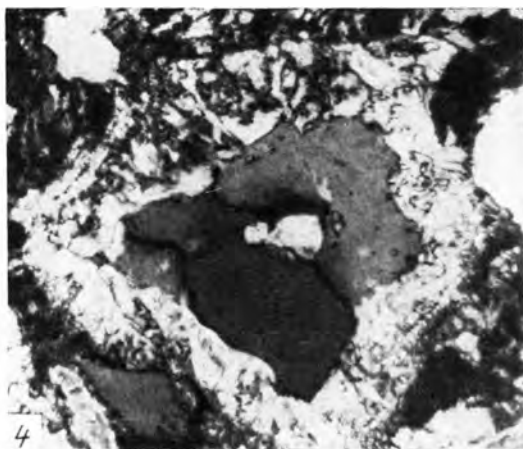


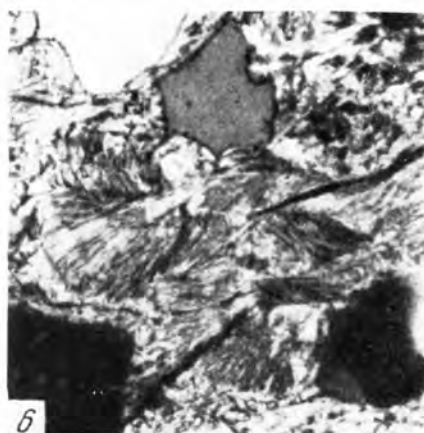
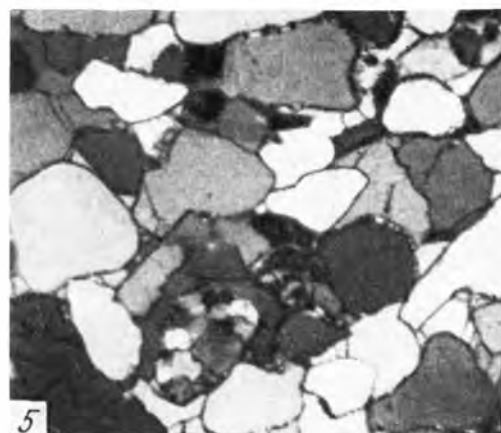
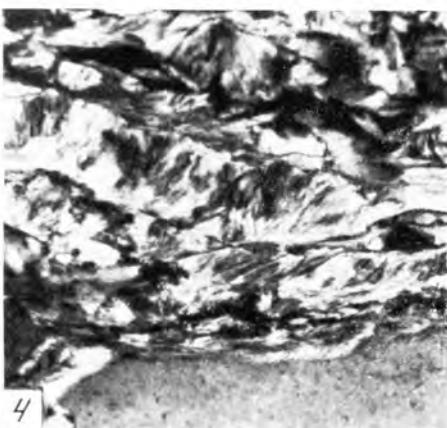
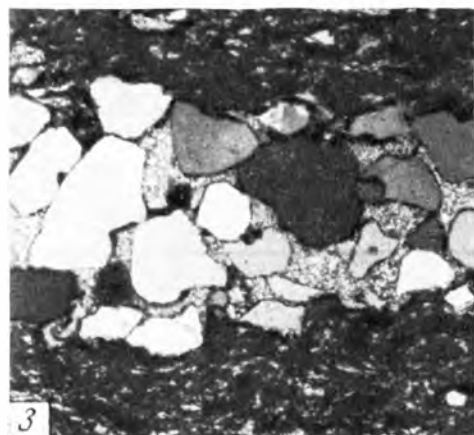
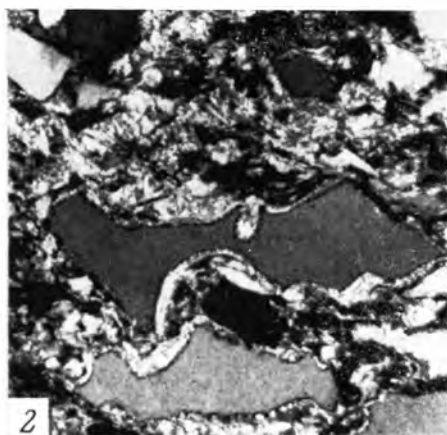
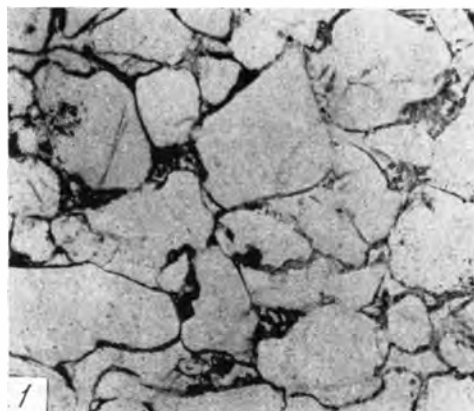


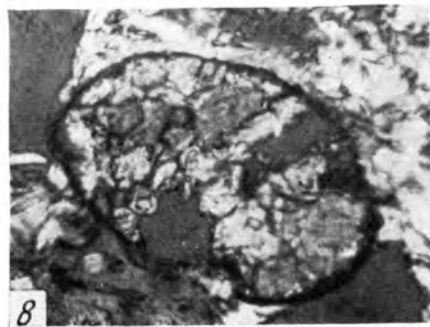
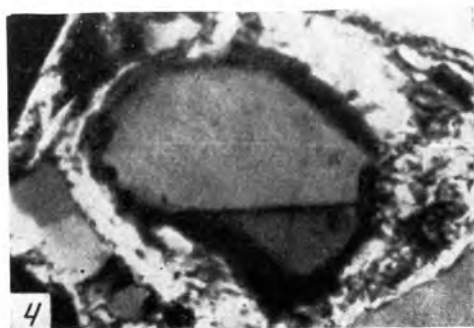
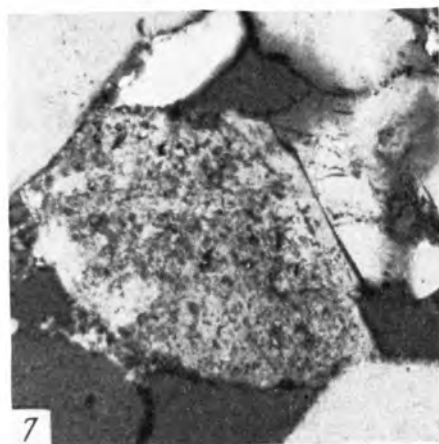
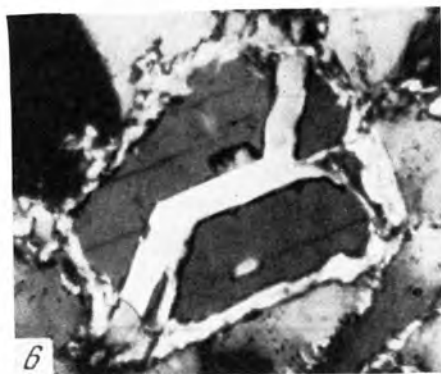


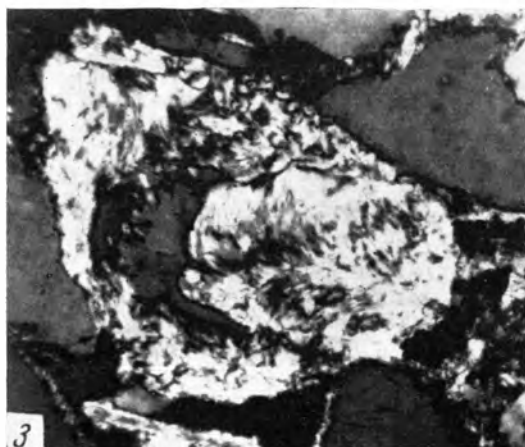
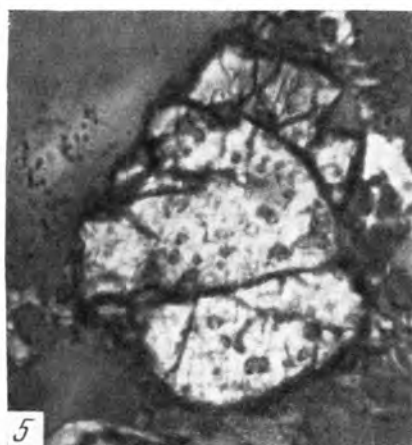
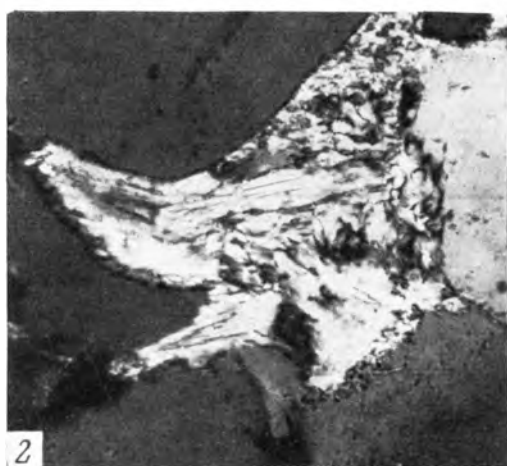


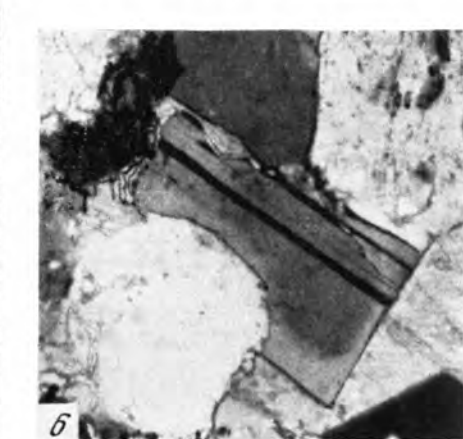
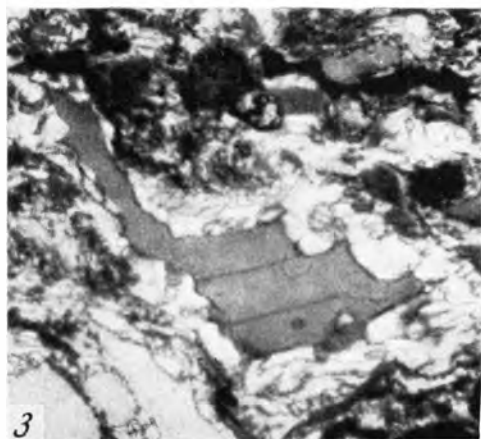
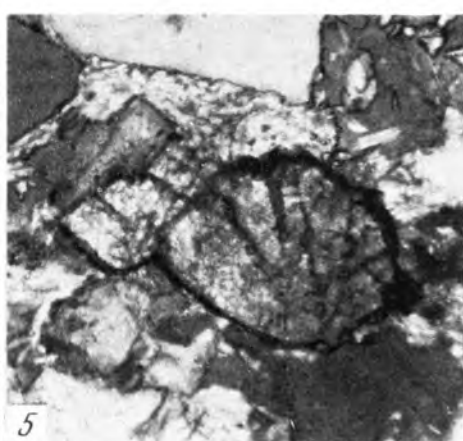
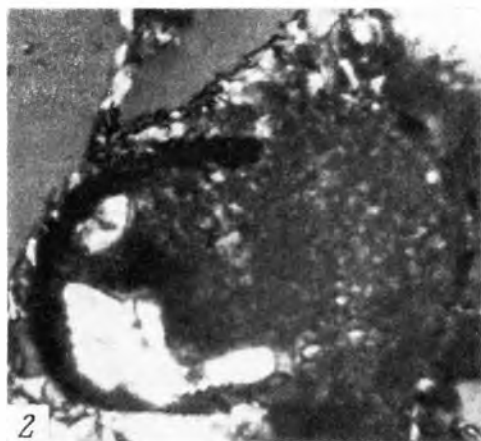
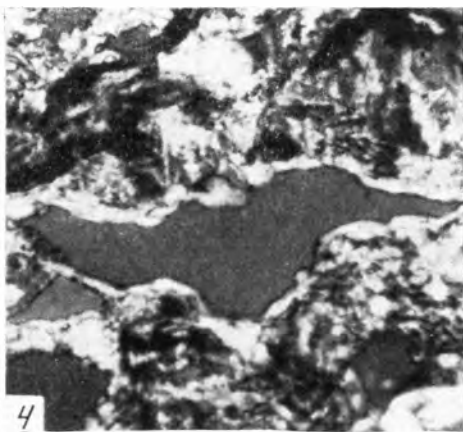
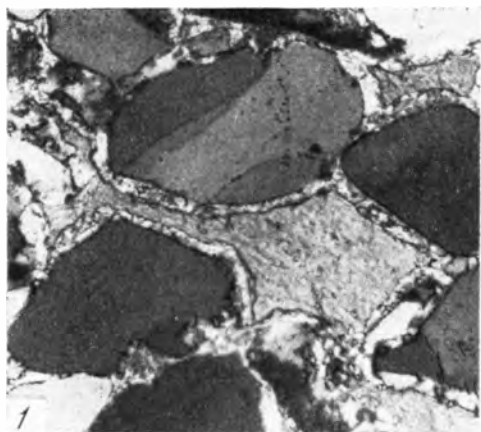


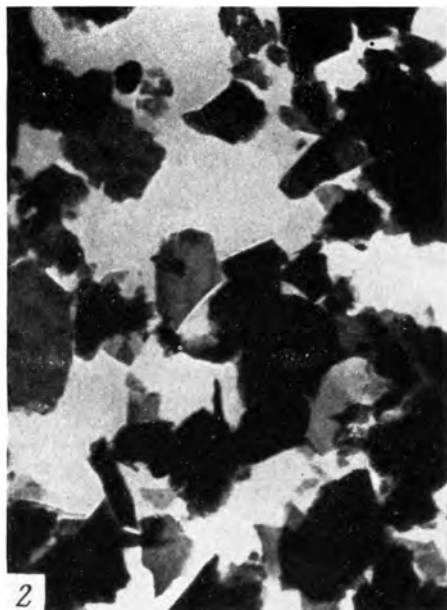
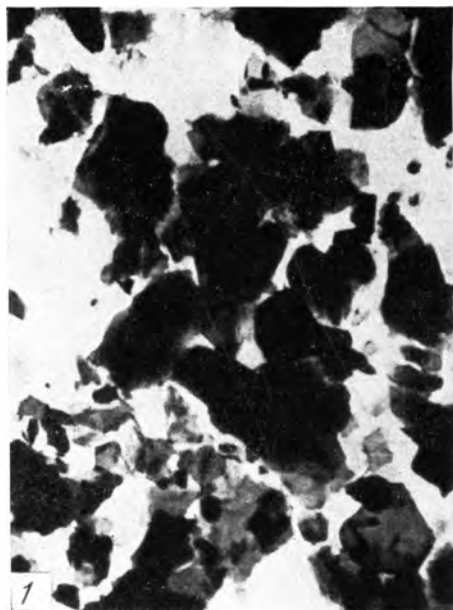












СОДЕРЖАНИЕ

Введение	5
Современные представления об эпигенезе и раннем метаморфизме песчаных пород	7
Общие черты геологического строения	13
Типы и разновидности преобразованных пород шокшинской свиты	22
Стадии и этапы формирования пород шокшинской свиты	87
Заключение	111
Литература	113
Объяснения к таблицам	117
Таблицы I—XXI	121

CONTENTS

Introduction	5
Modern concept on epigenesis and the early metamorphism of arenaceous rocks	7
General features of geological structure	13
Types and varieties of transformod rocks of Shoksha suite	22
The stages and substages of the formation of Shoksha suite rocks	87
Summary	111
Bibliography	113
Explanation of plates	117
Plates	121

И. М. Симанович

Эпигенез и начальный метаморфизм шокшинских кварцито-песчаников

Утверждено к печати Геологическим институтом АН СССР

Редактор издательства Л. В. Миравова

Технический редактор Г. А. Астафьева

Сдано в набор 27/I 1966 г. Подписано к печати 7/IV 1966 г. Формат бумаги 70×108¹/₁₆.
 Печ. л. 7,5+1,5 печ. л. на мел. бум. Усл. печ. л. 12,6. Уч.-изд. л. 11,9. Тираж 900 экз.
 Т-03630. Изд. № 1065/66. Тип. зак. 6060. Цена 89 коп.

Издательство «Наука», Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука», Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

89 коп.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»