

Ю.Р. ДАНИЛОВИЧ

ПЕТРОГРАФИЯ
ДОМЕЛОВЫХ
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ
И ОСАДОЧНЫХ
ПОРОД
УКРАИНСКИХ
КАРПАТ



АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И ФИЗИКИ МИНЕРАЛОВ

Ю. Р. ДАНИЛОВИЧ

ПЕТРОГРАФИЯ
ДОМЕЛОВЫХ
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ
И ОСАДОЧНЫХ
ПОРОД
УКРАИНСКИХ
КАРПАТ

2345

КИЕВ „НАУКОВА ДУМКА“ 1978



552
Д13

УДК 532.4; 552.5

Петрография домеловых метаморфических и осадочных пород Украинских Карпат. Данилович Ю.Р. К., "Наук.думка", 1978. 188 с.

На конкретном геологическом материале кристаллического фундамента и мезозойского чехла Раховских и Чивчинских гор рассматриваются особенности метаморфических процессов и характер перехода осадочных пород в метаморфические. Выясняется специфика метаморфизма и диафтореза кристаллических сланцев, основные этапы осадочного аутигенного и метаморфогенного минералообразования триас-юрских пород при глубинном эпигенезе и низкотемпературном метаморфизме. Анализ минерального состава пород использован для характеристики глубинного эпигенеза и низкотемпературного метаморфизма и диафтореза кристаллического комплекса. На основании изучения вещественного состава пород развиваются основные представления о фациальных особенностях низкотемпературных преобразований осадочных пород. Устанавливается связь этих процессов с диафторезом кристаллического комплекса.

Расчитана на петрографов и геологов

Ил.4. Табл.32. Список лит.: 76 назв. с. 181-186.

Ответственный редактор Л.Г.Ткачук

Рецензенты В.В.Науменко, Д.В.Гуржий

Редакция литературы о Земле

Д 20805 - 220 322-78
M221(04)-78

© Издательство "Наукова думка", 1978

Матери моей
Татьяне Игнатьевне Данилович
посвящаю

П р е д и с л о в и е

Домеловые породы в Украинских Карпатах обнажаются в бассейне р.Тисы к югу от г.Рахова (Раховские горы), в бассейне рек Перкалада и Сараты (Чивчинские горы). Отдельные мелкие выходы отмечены также в районе рек Большой и Малой Угольки.

Домеловой комплекс пород содержит ценные полезные ископаемые. Важно знать, как возникли эти породы. В зависимости от путей их образования, становления и вторичных изменений следует ожидать различия в путях мобилизации и локализации месторождений полезных ископаемых. Поэтому цель настоящей работы — выяснить условия метаморфизма и влияния различных метаморфических процессов на характер изменения пород, установить основные этапы формирования минерального состава мезозойского комплекса, а также выяснить специфику осадочного аутигенного и метаморфогенного минералообразования при глубинном эпигенезе и низкотемпературном метаморфизме на основе проведения детальных минералого-петрографических исследований кристаллических сланцев и мезозойских осадочных пород. Особенности и характер перехода осадочных пород в метаморфические в настоящее время — один из важных вопросов петрологии осадочных образований. В связи с этим большое значение приобретает исследование изменений минералов этих пород на различных стадиях их формирования и существования в условиях фаций глубинного эпигенеза и низкотемпературного метаморфизма. Поскольку изучение кристаллических сланцев и мезозойских осадочных пород одновременно под таким углом зрения проводится впервые, оно представляет определенный научный интерес. Установление связи эпигенетических и метаморфических процессов с образованием пород должно помочь выяснению условий формирования и поисков месторождений полезных ископаемых в исследованном районе — в этом практический смысл работы.

Мезозойские отложения в исследованном районе являются либо типичными квазиплатформенными (триасовые), либо переходными к

геосинклинальным (орокие) с широким развитием вулканогенных образований. Особый тектономагматический режим квазиплатформенного и субгеосинклинального характера в раннемеловое время сменился режимом типичной мезогеосинклинали, который продолжался в палеогене. Поэтому мезозойские отложения претерпели наиболее глубокие эпигенетические и низкотемпературные метаморфические преобразования. На сравнительно небольшой территории они представлены типичными осадочными и метаморфическими породами и поэтому представляют подходящий объект для такого рода исследований.

Понятно, что выяснять условия аутигенного и метаморфогенного минералообразования можно на отложениях, стратиграфия которых достаточно изучена. Стратиграфическое исследование мезозойского комплекса в настоящее время продолжают многие геологи. Мы же воспользовались данными по стратиграфии (В.И.Славин, Ф.И.Жуков, А.К.Бойко) тех толщ, возраст которых не вызывает сомнений у большинства исследователей данного района. Литологическое изучение мезозойских пород проводили Н.М.Афанасьева и В.И.Лашманов. Поэтому в работе дается краткий петрографический очерк этих пород с описанием ранее не изученных разновидностей. Более подробно охарактеризованы метаморфизованные и основные изверженные породы юрского возраста.

Основное внимание "в поле" было уделено исследованию взаимоотношений между различными типами пород, установлению процессов изменения пород и влиянию этих процессов на минералообразование. В лабораторных условиях особое внимание уделялось изучению минералов мезозойских осадочных и метаморфических пород и диафоритов кристаллического комплекса. Такие минералы представлены кварцем, полевым шпатом, кальцитом, доломитом, гранатом, рутилом, пиритом, цирконом, апатитом. Наиболее подробно исследованы метаморфогенные минералы — хлорит и мусковит (серицит). Для последних приведены кристаллохимические, рентгеноструктурные, термометрические, спектральные и другие исследования.

Анализ минерального состава пород использован для характеристики глубинного эпигенеза и раннего метаморфизма мезозойских осадочных пород и диафореза кристаллического комплекса. На этой основе развиваются основные представления о фациальных особенностях низкотемпературных преобразований осадочных пород Карпат, т.е. общегеологические выводы сделаны на основании изучения вещественного состава пород. Поэтому автор, высказывая свои соображения об образовании метаморфических и осадочных пород домело-

вого комплекса, не претендует на окончательность их решения (тем более, что многие вопросы должны решаться другими методами), а скорее сам ищет пути к выяснению этих вопросов.

При полевых и камеральных работах вопросы, связанные с вещественным составом, эпигенезом и метаморфизмом пород, обсуждались с акад. АН УССР Л.Г.Ткачуком и старшим научным сотрудником, канд. геол.-мин. наук Р.И.Сироштаном, а также с геологами, изучающими эти породы в Украинских Карпатах. Автор знакомил с геологией Раховских гор акад. АН УССР Н.П.Семененко и доктора Словацкой Академии наук Л.Каменицкого и непосредственно "в поле" имел возможность обсудить с ними интересующие его вопросы. Всем этим геологам автор приносит искреннюю благодарность.

В геологическом строении Раховских и Чивчинских гор принимают участие домезозойские метаморфические сланцы, мезозойские осадочные, метаморфизованные и изверженные породы и осадочные флишевые породы палеогена.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Домезозойские метаморфические породы характеризуются петрографическим разнообразием и значительной метаморфической переработкой древних осадочных и изверженных пород.

Стратиграфическую схему [64] домезозойских кристаллических сланцев можно представить (табл.1) в следующем виде (снизу вверх): 1) белопотокская, или гнейсово-сланцевая, свита; 2) деловецкая, или карбонатно-сланцевая, свита, с двумя подсвитами - нижней и верхней и 3) кузинская свита. Первые две свиты достаточно обоснованы и не вызывают противоречий относительно их домезозойского возраста. Считалось, что породы белопотокской свиты можно отнести к верхнему протерозою, а породы деловецкой свиты - к нижнепалеозойским образованиям. Позднее Н.П.Семенов [50] определил абсолютный возраст домезозойского метаморфизма парапоряд в 548-630 млн. лет, а по другим его данным [52] формирование кристаллических сланцев можно отнести к Раховскому орогенному циклу, точнее к раховской возрастной группе - 600-700 млн.лет. Л.Г.Ткачук и А.Л.Кривин [63] кузинскую свиту выделили в верхах домезозойского кристаллического комплекса условно, отнеся ее к верхнему палеозою. В настоящее время вопрос возраста кузинской свиты спорный, и, следовательно, спорно отнесение ее к домезозойскому кристаллическому комплексу. Некоторые признаки, к которым можно отнести своеобразный и отличный минералого-петрографический состав слагающих ее пород, особые условия метаморфизма, отсутствие комплекса ортопоряд, позволяют рассматривать образования кузинской свиты как сильно отличающиеся от всего кристаллического комплекса. От-

метим, что появились данные [55,2] о мезозойском возрасте пород кузинской свиты.

Породы белопотоцкой, или гнейсово-сланцевой, свиты сравнительно ограниченно распространены и слагают наиболее приподнятые участки южной части Раховских гор, которые разбиты многочисленными сбросами, обуславливающими их блоковое строение. Лучшие разрезы пород этой свиты описаны по потокам Белому, Яворниковому, Тукало, а также на левом берегу р.Тисы, к северу от с.Делового и в средней части потока Бредецель. В низах белопотоцкой свиты преобладают гнейсы, а в верхней части — слюдяные сланцы. Однако между ними часто наблюдаются взаимные переходы, и, если принять во внимание наличие оходных гнейсов в верхней слюдяно-сланцевой толще и, наоборот, в нижней гнейсовой — слюдяных сланцев, то станут понятными те трудности, которые не дают возможности провести обоснованное стратиграфическое расчленение пород белопотоцкой свиты. А.К.Бойко [6] выделяет нижнюю и верхнюю подсвиты и четыре пачки гнейсов в верхней подсвите белопотоцкой свиты.

Среди пород белопотоцкой свиты отчетливо можно выделить следующие разновидности пород, между которыми существуют взаимные и постепенные переходы: 1) крупнозернистые узловатые двуслюдяные ставролит-гранатовые сланцы; 2) биотитовые плагиогнейсы; 3) микроклиновые очковые гнейсы; 4) кварциты и кварцитовые сланцы; 5) амфиболиты и амфиболовые сланцы; 6) катаклазированные граниты яворникового типа. На породах белопотоцкой свиты заметны следы метаморфизма средних ступеней и повторного регрессивного метаморфизма — диафореза. Породы смяты в макро- и микроскладки и часто катаклазированы. Видимая мощность пород белопотоцкой свиты не превышает 500-600 м.

Породы деловецкой, или карбонатно-сланцевой, свиты наиболее широко развиты и слагают северо-западную часть Раховских гор. Раньше считали, что породы деловецкой свиты залегают на размытой в большей или меньшей мере поверхности белопотоцкой свиты. Маршрутными исследованиями по потокам Бредецель, Яворниковому и верховьям Белого, где контакты пород обеих свит обнажены лучше всего, никаких следов несогласий, размывов не обнаружено. Представление о наличии несогласий не подтверждается, и можно считать, что породы деловецкой свиты на белопотоцкой свите залегают согласно.

Л.Г.Ткачук и А.Л.Кривин [63] разделили деловецкую свиту (серия) на подкарбонатную, карбонатную и надкарбонатную подсвиты (свиты). Однако позже мраморы были обнаружены в подкарбонатной

| /63/ | | | /64/ | | | |
|---------------------|---------------|---|----------------------|---------------|-----------|--|
| Возраст | Серия | С в и т а | Возраст | Свита | Под-свита | П о р о д а |
| Верхний палеозой | Кузинская | Горизонт белых кварцитов (типа г.Темпо). Кузинская свита - филлиты, кварциты, темные известняки | Верхний палеозой (?) | Кузинская | | Филлиты, известняки, доломиты и кварциты |
| Нижний палеозой (?) | Деловецкая | Надкарбонатная, слюдяно-сланцево-кварцитовая | Нижний палеозой (?) | Деловецкая | Верхняя | Слюдистые сланцы, кварциты и кварцитовые сланцы. Полевоспатово-кварцевые порфиroidы |
| | | Карбонатная | | | | Нижняя |
| | | Подкарбонатная, слюдяно-сланцевая | | | | |
| Протерозой | Белопотокская | Кварцитовая | Протерозой | Белопотокская | | Кварциты, кварцитовые сланцы |
| | | Гнейсово-сланцевая | | | | Двусланяные ставролит - гранатовые сланцы, мусковит-биотитовые плагиогнейсы и очковые микроклиновые гнейсы |

| | | /6/ | | | |
|--------------|----------------------------|--|---------------|---------|--|
| Свита | Структурно-фациальная зона | | | | |
| | Берлешанско-Перкалабская | | Белопотокская | | |
| | | Отложения чехла | | | Отложения чехла |
| Мегурская | Верхняя | Слюдисто-кварцитовые сланцы, кварциты, серицитовые сланцы | | | Слюдисто-кварцитовые сланцы, кварциты |
| | Нижняя | Кварциты Хлорит-серицитовые сланцы, кварциты, эпидотовые амфиболиты | | | |
| Берлешанская | Верхняя | Хлорит-серицитовые сланцы | Деловецкая | Верхняя | Хлорит-серицитовые, серицит-кварцитовые сланцы, мраморы, слюдисто-карбонатные сланцы |
| | | Порфиroidы, туфоиды | | | |
| | Нижняя | Серицит-кварцевые сланцы, порфиroidы Альбит-кварцитовые, слюдисто-кварцитовые сланцы, гнейсы, блас-топорфиоровые гнейсы | | | Нижняя |
| | | | Бугинская | | Кварциты, гнейсы, сланцы |
| | | | Белопотокская | Верхняя | Гнейсы |
| | | | | | Гнейсы и слюдяные сланцы |
| | | | | | Гнейсы |
| | | | | | Гнейсы и слюдяные сланцы |
| | | | Нижняя | | Гнейсы, слюдяные сланцы, амфиболиты |

толще. Поэтому на современном уровне изучения кристаллических пород основания для трехчленного деления деловецкой свиты нет, и целесообразнее выделять две подсвиты: нижнюю и верхнюю. Нижняя сложена мусковитовыми, мусковит-хлоритовыми, хлоритовыми, кварцитовыми сланцами, кварцитами, мраморами и полевошпат-кварцевыми порфироидами. Мощность ее свиты не превышает 600-700 м, при этом мраморы образуют линзы (прослои), максимальная мощность которых не превышает 100-150 м. Верхняя подовита сложена серицитовыми, серицит-хлоритовыми сланцами с прослоями биотит-мусковитовых сланцев, кварцитами и кварцитовыми сланцами, кварцевыми и полевошпат-кварцевыми порфироидами. Мощность верхней подсвиты достигает 300-350 м. В разрезе приблизительно нижнеделовецкой подовиты А.К.Бойко [6] для Берлебашско-Перкалабской структурно-фациальной зоны выделил берлебашскую свиту (с двумя подсвитами - нижней и верхней), а в Белопотожской зоне - бутинскую и ту же деловецкую (с двумя подовитами) свиты. Порфиroidные и туфоидные породы, по его схеме, распространены в первой структурно-фациальной зоне. Мегурская свита (с нижней и верхней подсвитами), по схеме А.К.Бойко, отвечает верхнеделовецкой подсвите деловецкой свиты. Метаэффузивные породы кислого состава и их туфы значительно более широко развиты, чем предполагалось раньше. Теперь наличие их установлено в потоках Белом, Сауляке, Банском, на г.Камень Клевка и в других местах. Но наиболее широко развиты они в Чивчинских горах [47]. Ю.Токарский и др. (1934) также отмечали наличие ортопорod среди кристаллических сланцев Чивчинских гор, которые, по их мнению, образовались за счет кварцевых порфиров и других изверженных пород.

Таким образом, среди пород деловецкой свиты выделяются следующие разновидности: 1) слюдистые сланцы, различные по составу, биотит-мусковитовые, хлорит-мусковитые, хлоритовые; 2) кварциты и кварцитовые сланцы; 3) мраморы и известково-слюдистые сланцы; 4) кварцевые и полевошпат-кварцевые порфиroidы; 5) амфиболы и амфиболовые сланцы; 6) ортогнейсы менчульского типа. В породах деловецкой свиты заметны также следы метаморфической переработки с последующими диафторическими преобразованиями.

Породы кузинской, или филлитовой, свиты представлены темно-серыми филлитами с прослоями графитовых кварцитов и темно-серыми кристаллическими известняками. Породы кузинской свиты трансгрессивно залегают на деловецкой свите и трансгрессивно перекрыты триасовыми образованиями. В породах кузинской свиты обнаружены

следы низкотемпературного метаморфизма, и породы четко отделяются от пород деловещкой и белопотоцкой свит.

МЕЗОЗОЙСКИЕ ОСАДОЧНЫЕ И МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ ПОРОДЫ

Мезозойские отложения расчленяются на триасовые, юрские и меловые. Эти отложения когда-то покрывали кристаллические породы сплошным чехлом, теперь выступают на поверхность в отдельных синклинальных впадинах, тяготея к области развития палеозойских пород.

Мезозойские породы стали описывать в литературе по Карпатам одними из первых. Но, несмотря на значительное количество работ по триасу и юре, в целом они изучены недостаточно. Не была разработана единая стратиграфическая схема пород, не выявлены общие закономерности их осадконакопления и размещения. Схемы деления триаса и юры построены, по существу, на литологических признаках (на выделении и сравнении друг с другом доломитов, черных известняков, зеленых и красных сланцев, яшм), что создавало путаницу в стратиграфии пород и требовало перехода на палеонтологическую основу. Последнее время появились дополнительные находки фауны, детально описанные разрезы, но общая стратиграфическая схема триасовых и юрских отложений, построенная на палеонтологической основе, окончательно не выработана. Те обобщения, которые сделали А.Матейка, Д.Андрусов, Е.Крейтцер, К.Макковой, И.Атанасиу и другие, не выходят за пределы отдельных государств и поэтому трудно сопоставимы. Изучению вещественного состава, вторичным изменениям и особенно катагенезу и метаморфизму мезозойских пород уделялось мало внимания, и лишь в последнее время стали появляться единичные работы в этом направлении. Так, И.М.Афанасьева [1] наметила стадии (диагенез, прогрессивный эпигенез, протометаморфизм, метаморфизм зеленосланцевой ступени и регрессивный эпигенез) вторичных изменений этих пород и их терригенно-минералогические провинции. Изучению вещественного состава пород посвящена работа В.И.Лашманова [36].

Триасовые отложения

Триасовые отложения выступают на поверхность в синклинальных структурах и обнажаются в отдельных, изолированных друг от друга участках: в Раховских и Чивчинских (или Северо-Буковинских) горах и в районе рек Большой и Малой Угольки. Описываемые отложения развиты на ограниченной площади. Это связано с широким размывом этих

отложений в последующее геологическое время. О степени размыва триасовых пород можно судить по находкам И.Д.Гофштейна около г. Перечина среди меловых отложений мощного пласта конгломерата, состоящего почти целиком из обломков триасовых доломитов. В.И.Славин в бассейне р.Большой Угольки выделил мощную (до 100 м) брекчию из мраморов триаса.

В Раховских горах большая часть обнажений триасовых пород приурочена к северному краю массива и граничит с меловым флишем. Лучшие разрезы описаны здесь на горах Кобыла, Соймул, по потоку Каменному (в районе пос.Красный Плес), в урочище Рударня.

Разрез нижнего триаса описан В.И.Славиным [55] по потоку Каменному (пос.Красный Плес). Большой интерес представляет найденная здесь в красных сланцах в 1959 г. обильная фауна фораминифер триасового возраста.

На левом берегу р.Тисы, против устья потока Каменного и ближе к пос.Костылевка, находится мощное (до 35-45 м) обнажение красных сланцев, которые содержат прослои известняков. Разрез потока Каменного интересен тем, что здесь обнажаются диабазы, диабазовые порфириты и их туфы.

Один из наиболее полных разрезов триаса обнаружен на г.Соймул. Послойный разрез таков (снизу вверх):

1. Кристаллические сланцы.

2. Конгломерато-брекчия плотная, крепкая. Макроскопически различаются обломки зеленовато-серых, кварц-слюдистых и кварц-серицитовых сланцев, розовато-серого известняка и доломита с мелкими чешуйками слюды, красно-бурых яшмовидных пород, иногда сланцевых. Выше конгломерато-брекчия приобретает грубо-сланцеватую текстуру.

Конгломерато-брекчия встречается нечасто (обнаружена также на г.Кобыла) и, видимо, является наиболее низким стратиграфическим горизонтом триасовых отложений. По своему составу она напоминает конгломераты "веррукано" в Западных Карпатах, где ее относят к верхней перми - нижнему триасу. В Западных Карпатах между конгломератом "веррукано" и вышележащими породами установлен перерыв.

Выше породы вскрыты канавой.

3. Известняки темно-серые, кристаллические, зернистые, иногда с черными, мелкими (до 2-8 мм) обломками филлитовых пород. Иногда эти же известняки приобретают буроватый оттенок . . . 10-15 м

4. Конгломерато-брекчия с обломками кристаллических сланцев 2-3 м
5. Известняк песчаный зеленовато-серый (иногда розоватого оттенка), полосчато-сланцеватый, плотный и крепкий 0,5-1 м
6. Слюдистые сланцы зеленовато-серые, зеленые, ило-чато-сланцеватые, по сланцеватости содержат много линзочек-прослоев розовато-серого известняка 8-10 м
7. Кремнистые сланцы зеленые и красно-бурые, причем последние явно преобладают 6-8 м
8. Известняки розовато-серые, плотные, массивные 5 м
9. Доломиты светло-серые, крепкие, массивные 6-7 м
10. Известняки темно-серые, кристаллические, полосчатые. Полосчатость в этих известняках совпадает с на-мечашейся сланцеватостью 7-8 м

В этом же склоне г.Соймул, приблизительно 50-70 м от предыдущей канавы, пройдена еще одна канава. Ее разрез следующий (снизу вверх):

1. Известково-серицитовые сланцы светлые, желтовато-зеленые 5 м
2. Известняки темно-серые с голубоватым оттенком, плотные, кристаллически-зернистые 4-5 м
3. Известняк рассланцованный, темно-серый 0,5-1 м
4. Слюдистые сланцы, зеленоватые, серебристые на плоскости сланцеватости с мелкими прослоями-линзочками известняка 6-7 м
5. Кремнистые сланцы зеленые и бурые, первые явно преобладают 2-3 м
6. Известняки серые, плотные, массивные.

При сравнении этих разрезов со сводным стратиграфическим разрезом триасовых отложений г.Соймул [55] видно, что канавы вскрывают нижний и частично средний триас. Поэтому разрез триаса г.Соймул будет полный, если его дополнить толщей доломитов и доломитовых брекчий и известняков с прослойками хлорит-слюдистых сланцев (40-60 м).

На юго-западном склоне г.Кобыла установлено трансгрессивное залегание на размытой поверхности кристаллических сланцев красной известняковой конгломерато-брекхии с обломками хлорит-серицит-кварцевых сланцев, кварца и известняков. Мощность конгломерато-брекхии не превышает 5-6 м. Сводный послыйный стратиграфический

разрез триасовых отложений по двум взаимно дополняющим друг друга канавам такой (снизу вверх):

1. Сланцы серицитовые и серицит-хлоритовые зеленовато-серые, блестящие на плоскости сланцеватости, с хорошо выраженной сланцеватой текстурой, микроплойчатые 4-6 м
2. Известняки темно-серые, плотные 3-4 м
3. Кремнистые сланцы зеленые и красно-бурые, последние преобладают 6-8 м
4. Известняки полосчатые, тонкоплитчатые 3 м.

Вся эта толща и залегающие выше доломиты и их брекчии (около 30-40 м) относятся к нижнему и среднему триасу. Выше доломитов обнажаются в виде утесов (мощностью до 50-60 м) серые, крепкие, плотные известняки с прослоями слюдистых сланцев, которые относят к верхнему триасу.

Разрез Рударни расположен на г.Камень Клевка, исследован и подробно описан В.И.Славиным [55]. По данным этого автора, нижний триас здесь представлен красными сланцами с обломками палеозойских пород, средний - доломитами и их брекчиями, верхний - толщей светлых известняков.

И наконец, в верховьях потока Маргитул (бассейна р.Белой Тисы) Л.И.Курячий описал разрез триаса, в котором встречены конгломераты и красные аргиллиты, черные глинистые и песчанистые, иногда оолитовые слоистые известняки с линзами гравелитов.

Триасовые отложения в Чивчинских горах развиты в юго-восточной части, в междуречье рек Перкалаба и Сараты, по р.Перкалабу и потокам Крестовому и Большому Прелучному, по р.Черному Черемосу, на хр.Ротундул.

В Междуречье Перкалаб - Сарата триасовые породы обнажаются на водораздельном хребте, и полоса этих обнажений тянется от г.Черный Дил до истоков потока Широкого. На хр.Черный Дил хорошо обнажается карбонатная часть разреза триаса - мощная толща доломитов и известняков.

В потоке Большой Прелучный встречен белый кварцевый, плотный, массивный конгломерат, который срезает различные горизонты триасового разреза и ложится непосредственно на кристаллические сланцы. Обломки в конгломерате разного размера (от 1 до 5-6 см в диаметре), хорошей и средней окатанности представлены исключительно молочно-белым или серым кварцем, сцементированные также кварцевым цементом с небольшой примесью слюдистого материала. Здесь же встречены красно-бурые кремнистые сланцы, содержащие

прослой зеленовато-серого песчаника. Выше по разрезу залегает мощная толща доломитов и их брекчий и темно-серые полосчатые и тонколитчатые известняки.

На хр. Ротундул обнажаются кварцевые конгломераты, черные доломитизированные известняки или чистые белые, серые, иногда псевдослоистого строения, доломиты и доломитовые брекчии.

К бассейну рек Большой и Малой Угольки приурочены крайние северо-западные пункты развития триасовых отложений. Триасовые породы прослеживаются в виде нескольких полос от водораздела рек Лужанки и Большой Угольки до р. Теремли. В сводном стратиграфическом разрезе триаса этого района, составленном В.И. Славным [55], отчетливо выделяются три свиты: нижняя - пестрая песчано-сланцевая, средняя - эффузивно-вулканогенно-кlastическая и верхняя - карбонатная.

Таковы триасовые отложения в Украинских Карпатах. По петрографическим признакам среди триасовых отложений выделяются:

1) обломочные породы, среди которых, в свою очередь, можно различать псефиты (конгломераты, брекчии и конгломерато-брекчии, гравелиты) и псаммиты (или песчаники различной степени зернистости), 2) глинистые породы (филлиты, аргиллиты и глины), 3) карбонатные породы (доломиты и известняки и их брекчии), 4) кремнистые породы (кремнистые сланцы и яшмы), 5) метаморфические породы (кварц-серицит-карбонатные и кварц-хлорит-серицитовые сланцы, мраморизованные известняки). Поскольку литологический состав триасовых отложений сложен, выделить отделы сложно, хотя в общих чертах можно заключить, что нижний отдел терригенный, средний - карбонатный, верхний - карбонатно-терригенный. Поэтому основным стратиграфическим критерием нужно признавать фаунистические различия. В.И. Славин [55] предлагает ярусное деление триаса и выделяет в нижнем триасе кампильский ярус, в среднем - анизийский и ладинский ярусы, в верхнем - карнийский (и норийский) ярусы.

Юрские отложения

Юрские отложения встречаются вместе с триасовыми образованиями, перекрывая последние и образуя небольшие эрозионные останцы в максимально размытых синклиналильных структурах.

В Раховских горах юрские отложения сохранились от размыва в северной части массива вблизи г. Камень Клевка (урочище Рударня), по потоку Каменному (с. Красный Плес), в бассейне рек Косовки и Шопурки (села Косовская и Кобылецкая Поляна) и в южной или

внутренней части массива по р.Тисе, к северу от с.Делового, потоков Довгорунь, Белый (г.Поп Иван, урочище Обниж). Разрезы юры северной и южной частей резко отличаются друг от друга. Разрезы внутренней, южной, части массива представлены существенно карбонатными породами, которые в значительной степени метаморфизованы, а глинистые составляющие этих разрезов превращены в типичные слюдистые сланцы низких ступеней метаморфизма.

Наиболее полными разрезами северной и южной частей Раховских гор являются соответственно разрезы урочища Рударня (г.Камень Клевка) и разрез по потоку Довгорунь (район с.Делового), которые приведены в монографии В.И.Славина [55].

Мраморизованные известняки в потоке Довгорунь впервые были описаны еще в 1880 г. А.Гезеллом. Найденные им аммониты Л.Лоци определил как относящиеся к верхней юре (окофорду). В настоящее время В.И.Славин в этих известняках нашел мезозойские кораллы и мшанки, что подтверждает юрский возраст мраморизованных доггоруньских известняков.

В Чивчинских горах юрские породы не изучались подробно. В 1934 г. З.Паздро обнаружил темно-серый известняк с юрской фауной кораллов и гастропод на г.Чивчин. Выше этих известняков широко развиты диабазы и диабазовые порфириты.

В.И.Славин в верховьях р.Черного Черемоша подробно описал верхнеюрские породы. Он выделил породы келловоя — конгломераты, известняки, окофорда — песчаники, аргиллиты и кремнистые сланцы, известняки, диабазы и диабазовые порфириты и кимериджа — известняки плотные с фауной криноидей, кораллов, мшанок и гастропод.

Юрские отложения в бассейне рек Большой и Малой Угольки приурочены к осевым частям двух антиклинальных структур [55] северо-западного простирания. В южной полосе юра обнажается на водоразделе Большой и Малой Угольки и на левом берегу Малой Угольки. Здесь разрез юры представлен разнообразным комплексом карбонатных пород: известняки красные и зеленые слоистые, розовые пелитоморфные, брекчиавидные, известняки с кремнями. В северной полосе юрские отложения отличаются наличием кремнистых пород (яшм, кремнистых сланцев) и рифогенных известняков. В.И.Славин считает разрез северной полосы (тиссальский тип) более глубоководной фацией юры.

Таковы в общих чертах юрские отложения Украинских Карпат. По петрографическим признакам среди юрских пород выделяются:

1) обломочные породы, среди которых можно различать псефиты (конгломераты и гравелиты) и псаммиты (песчаники различной

степени зернистости); 2) карбонатные породы (известняки);
3) кремнистые породы (яшмы и слюдисто-кварцевые сланцы);
4) пирокластические породы (туфы витрокластические и туффиты);
5) метаморфические породы (мраморы, хлорит-серицит-карбонатные и
серицитовые сланцы). Многочисленные находки фауны позволили в
настоящее время разделить юрские отложения с точностью до отде-
ла или яруса. В.И.Славин выделяет в нижней юре (лейас) ярусы
синемюрский, лотарингский, средний и верхний лейас, в средней
юре - келловейский, оксфордский, кимериджский и титонский ярусы.



Наиболее полное петрографическое описание кристаллических сланцев Раховских и Чивчинских гор приведено в [63, 18, 6, 40]. Мезозойские осадочные породы описаны И.М.Афанасьевой [1]. Поэтому в данном разделе приведены новые данные по характеристикам главных минеральных ассоциаций пород.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Условия залегания, особенности минералого-петрографического и петрохимического состава позволяют выделять среди метаморфического комплекса пара- и ортопороды. Породы эти занимают определенное стратиграфическое положение в белопотокской и деловецкой свитах.

Белопотокская, или гнейсово-сланцевая, свита

В составе парапород белопотокской, или гнейсово-сланцевой, свиты выделяются биотитовые плагиогнейсы, очковые микроклиновне гнейсы, крупнозернистые узловатые ставролит-гранат-двуслюдяные сланцы, слюдяно-кварцитовые и кварцитовые сланцы.

Биотитовые плагиогнейсы слагают низы белопотокской свиты, со сланцами связаны постепенными и взаимными переходами. Биотитовые плагиогнейсы образуют постепенные переходы к биотит-мусковитовым и мусковитовым разностям. В толще плагиогнейсов в виде отдельных прослоев или линз отмечены очковые гнейсы. Структура гнейсов бывает средне-, реже мелкозернистой, грано- или гранолепидобластовой, иногда отмечается бластопсаммитовая структура. Катаклиз проявился в появлении катакластических или порфирокластических структур.

Породообразующими минералами плагиогнейсов являются кварц, полевые шпаты, биотит, мусковит; реже отмечен гранат, встречаются ставролит, дистен, хлорит, серицит, клиноцоизит, турмалин, апатит, циркон.

Кварц представлен неправильными или удлинненными зернами, разрастающимися до размеров порфириобластов. Он характеризуется волнистым угасанием и содержит пойкилитовые вростки других находящихся в породе минералов.

Полевые шпаты отвечают олигоклазу (иногда олигоклаз-андезину) 15-30% Al , но чаще наблюдается чистый прозрачный альбит 5-7% Al . Зерна калиевого полевого шпата отнесены к микроклину, немного побуревшему. На стыке с плагиоклазом образуются мермикитовые вростки, нередко пертитовые прорастания.

Биотит и мусковит встречаются вместе в параллельном орастании. Чешуйки слюдястых минералов своей субпараллельной ориентировкой создают сланцеватую текстуру породы. Биотит бурый или коричнево-бурый, темно-бурый по Ng и соломенно-желтый, почти бесцветный по Np . Оптические данные биотита: $n_g (n_m) = 1,636 + 1,648$, что соответствует 47-58 мол.% железистого компонента, но отмечается биотит с $n_g (n_m) = 1,660 + 1,664$, что соответствует 70-74 мол.% железистого компонента. Чешуйки биотита обесцвечиваются и постепенно преобразуются в мусковит. Нередко биотит замещается хлоритом. Мусковит образует крупные чешуйки ($n_g \approx n_m = 1,583 + 1,584$), сросшиеся с биотитом.

Гранат наблюдается в виде мелких зерен или крупных порфириобластов. Показатель преломления постоянен: $n = 1,800 + 1,805$, что соответствует 75-80% алмандинового компонента. Ставролит золотисто-желтый по Ng и почти бесцветный по Np , часто трещиноват, и по трещинам развивается хлоритоподобный минерал с серицитом. Дистен еще более редок. Турмалин зеленый образует призмочки размером не более 0,1-0,2 мм.

Хлорит зеленый по Np и плеохроирует до желтоватого, бесцветного по Ng . Нередко наблюдается развитие хлорита за счет биотита с образованием полных псевдоморфов. При таких замещениях происходит вынос железа, которое фиксируется по многочисленным трещинкам спайности в хлоритах.

Химический состав плагиогнейсов представлен в табл.2. Анализ пересчитаны по методу Н.П.Семеновко [51]. Химические коэффициенты свидетельствуют о том, что эти породы относятся к алмосиликатному (железисто-магнезиально-алмосиликатному) изохимическому ряду метаморфических пород, исходными продуктами для метаморфизма которых являются песчано-глинистые и глинистые осадочные породы. Наличие реликтовых псаммитовых структур и большое количество кварца (что подтверждается достаточным количеством кремнезе-

Т а б л и ц а 2
Химический состав плагиогнейсов, вес.%

| Компонент | 1 | 2 | 3 |
|------------------------------------|--------|-------|-------|
| <i>SiO₂</i> | 63,01 | 71,86 | 70,99 |
| <i>TiO₂</i> | 0,64 | 0,99 | 0,31 |
| <i>Al₂O₃</i> | 13,30 | 10,54 | 13,52 |
| <i>Fe₂O₃</i> | 5,24 | 1,48 | 1,59 |
| <i>FeO</i> | 3,71 | 3,89 | 1,61 |
| <i>MnO</i> | 0,15 | 0,04 | - |
| <i>MgO</i> | 2,31 | 2,14 | 1,08 |
| <i>CaO</i> | 2,31 | 2,21 | 1,62 |
| <i>Na₂O</i> | 3,93 | 2,75 | 3,14 |
| <i>K₂O</i> | 3,50 | 1,89 | 4,38 |
| <i>H₂O⁻</i> | 0,31 | 0,15 | 0,12 |
| <i>H₂O⁺</i> | 1,76 | 0,14 | 0,75 |
| <i>SO₃</i> | 0,35 | 0,09 | 0,12 |
| <i>CO₂</i> | - | - | 0,14 |
| <i>P₂O₅</i> | - | 0,39 | 0,38 |
| Сумма | 100,52 | 99,56 | 99,75 |

Химические коэффициенты
по Н.П.Семенову

| | | | |
|----------|----|----|----|
| <i>A</i> | 38 | 38 | 57 |
| <i>F</i> | 34 | 27 | 18 |
| <i>M</i> | 16 | 20 | 12 |
| <i>C</i> | 12 | 15 | 13 |
| <i>T</i> | - | - | 5 |

Примечание: 1 - обр. Д - 104, биотитовый плагиогнейс, р.Тиса; 2 - обр. Ю - 142, мелкозернистый мусковит-биотитовый плагиогнейс, поток Яворниковый; 3 - обр. Ю - 143, очковый мусковит-биотитовый гнейс, поток Яворниковый.

Все анализы выполнены в лаборатории ИГЕМ АН УССР.

ма по данным химических анализов) подтверждают, что биотитовые плагиогнейсы имеют первичноосадочное происхождение и могли образоваться за счет кварцевых, кварц-полевошпатовых псаммитов с большей или меньшей примесью пелитового материала.

Очковые микроклиновые гнейсы тесно связаны с плагиогнейсами, и между ними наблюдаются постепенные и взаимные переходы. От плагиогнейсов отличаются структурно-текстурными признаками и существенным количеством (до 10–15%) калиевого полевого шпата.

Структура очковых гнейсов порфиробластовая (реже порфирокластовая) с лепидогранобластовой или гетеробластовой основной тканью и катакlastическая. Иногда края порфирокластов нечеткие, расплывчатые и сливаются с основной тканью породы. Текстура пород гнейсовая или сланцеватая. Состав очковых гнейсов следующий: кварц, альбит (реже олигоклаз), калиевый полевой шпат, мусковит, биотит, хлорит, в качестве аксессуарных минералов встречены апатит, циркон, титанит, реже рудные минералы. Порфиробласты размером 0,5–1,0 см представлены в основном калиевым полевым шпатом, в меньшей мере — альбитом, еще реже — кварцем.

Калиевый полевой шпат решетчатого строения отнесен к микроклину.

Микроклин побуревший, содержит вросстки кварца с многочисленными точечными включениями, серицитизированного плагиоклаза и слюдистых минералов. Оптические данные таковы: $n_g = 1,523$, $n_p = 1,516$. Плагиоклаз порфиробластов представлен альбитом 2–6% A_p , а в основной ткани встречается олигоклаз–альбит 15% A_p .

Биотит бурый образует хорошо индивидуализированные чешуйки. Оптические данные таковы: $n_g (n_m) = 1,660+1,664$, что соответствует железистости 70–74 мол.%.

Химический анализ очкового мусковит–биотитового гнейса приведен в табл.2. Некоторый избыток калия свидетельствует о повышенном содержании калиевого полевого шпата, а химические коэффициенты [51] позволяют отнести его к алмосиликатному изохимическому ряду метаморфических парапород. Породы эти близки к плагиогнейсам и могли образоваться при метаморфизме кварц–полевошпатовых песчаников с глинистым цементом.

Крупнозернистые узловатые ставролит–гранат–двуслудяные сланцы занимают более высокое, чем гнейсы, стратиграфическое положение. Поэтому на современном уровне денудационной поверхности они лучше обнажены. Благодаря своим структурно-текстурным признакам эти сланцы четко выделяются в разрезе пород белопотоцкой свиты, а с гнейсами и кварцитовыми сланцами связаны постепенными и взаимными переходами.

Узловатые крупнозернистые сланцы светло-серые, серые, зеленовато-серые с характерным шелковистым блеском на плоскости слан-

цеватости, вызванным наличием субпараллельно ориентированных крупных чешуек слюдястых минералов. Крупные порфиробласты граната и ставролита или гломеропорфировые скопления слюдястых минералов обуславливают бугорчатую поверхность плоскости сланцеватости. Текстура пород сланцеватая, линзовидно-сланцеватая или пльчатая.

Структура узловатых сланцев крупнозернистая, лепидогранобластовая, порфиробластовая или катакластическая, отмечаются структуры гетеробластовые в сочетании с лепидогранобластовыми. При наличии крупных порфиробластов граната и ставролита структура приобретает характер порфиробластовой с лепидогранобластовой основной тканью. Состав их следующий: кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, мусковит, биотит, гранат, ставролит; вторичные минералы представлены хлоритом, альбитом, серицитом; акцессорные — апатитом, цирконом, титанитом, турмалином; рудные минералы — пиритом, халькопиритом, магнетитом. Количественные соотношения между минералами весьма различны, что позволяет выделить мусковитовые, биотитовые, полевошпатовые, слюдясто-хлоритовые, хлоритовые и другие разновидности, по существу, тех же крупнозернистых узловатых ставролит-гранат-двуслюдяных сланцев.

Кварц в виде ксеноморфных неправильных, удлинненно-неправильных зерен равномерно распределен в породе. Для кварца характерен крупный размер зерен (0,5–1,5 мм), точечные включения и обычная оптика $n_g = 1,554$, $n_p = 1,546$. Но встречается мелкозернистый, чистый, прозрачный кварц. Видимо, кварц испытал неоднократную перекристаллизацию, и поэтому различны формы его проявления. Плагиоклазы по составу разные: обнаружены чистый, прозрачный, без посторонних включений альбит (2–5% An), несколько измененный, серицитизированный олигоклаз (15–28% An), иногда отмечается андезин (30–35% An). Двойникование плагиоклазов проходит по альбитовому, альбит-карлсбадскому и манебахскому законам. Видимо, в узловатых сланцах находится плагиоклаз двух генераций. Плагиоклаз первой генерации (олигоклаз, олигоклаз-андезин) сохранился от исходной породы, в дальнейшем он подвергнулся серицитизации, оосиоритизации и деанортизации, а плагиоклаз второй генерации представлен альбитом. Калиевый полевой шпат представлен микроклином с решеткой и следующими оптическими данными: $n_g = 1,523+1,525$, $n_p = 1,516$. Оптическая ориентировка микроклина на федоровском столике такова: угол между $Nm:1001$ составляет 8–9°, а у ортоклаза этот угол обычно меньше 5°. Микроклин характеризуется микропертитовым и мермикитовым строением, нередко активно замещает плагиоклаз и биотит.

Биотит светло-бурый, зеленовато-бурый с $n_g(n_m) = 1,635+1,645$ (железистость 45-55 мол.%); реже встречается темно-зеленовато-бурый биотит с $n_g(n_m) = 1,655-1,670$ (общая железистость 65-80 мол.%)^{*}. Для биотита характерны мусковитизация и хлоритизация, при этом оба минерала образуют типичные псевдоморфозы по биотиту. Нередко эти минералы (биотит, мусковит, хлорит) наблюдаются в параллельном сростании.

Гранат переполнен пойкилитовыми вростками кварца, плагиоклаза, мусковита и биотита. Показатель преломления $n = 1,795-1,807$, что соответствует 70-80% алмандинового компонента. По трещинкам в гранате развивается хлоритоподобный минерал ($n'_g = 1,632$), наблюдается замещение граната высокожелезистым биотитом.

Ставролит обнаружен в виде крупных призматических порфиробластов. Оптические данные следующие: N_g золотисто-желтый, иногда с розоватым оттенком $> N_m$ светло-желтый $> N_p$ бесцветный или слабо-желтоватый; $n_g = 1,743+1,747$, $n_m = 1,740+1,742$, $n_p = 1,734+1,734$, $n_g - n_p = 0,009+0,013$, $+ 2V = 80-86^\circ$. Железистость ставролита по химическим анализам составляет 75-79,6 мол.%. По трещинкам ставролита развивается хлорит; серицит всегда интенсивнее, чем по гранатовым зернам.

Мусковит представлен крупными чешуйками. Нередко мусковит образуется при обезжелезивании биотита. Оптические данные постоянны: $n_g(n_m) = 1,592+1,595$.

Хлорит отмечается как вторичный минерал. По оптическим данным хлорит (зеленый по N_p до желтого по $N_g, n_g(n_m) = 1,632+1,626$, знак положительный, удлинение отрицательное) относится к лепидолитам.

Турмалин представлен шерлами с такой оптикой: зеленый, буровато-зеленый, $n_o = 1,648+0,001$, $n_e = 1,623$, $n_o - n_e = 0,025$.

Апатит можно отнести по оптическим данным к фторапатитам: $n_g = 1,633$, $n_p = 1,629$, $n_g - n_p = 0,004$.

Петрохимические особенности сланцев белопотокской свиты исследовались Л.Г.Ткачуком и Д.В.Гуржием [63]. При нанесении химических анализов на концентрационные тетраэдры Нитгли они пришли к выводу, что проекции точек располагаются густо в поле осадочных отложений и тем самым подтверждают вывод о первичноосадочном происхождении этих сланцев.

* При определении железистости биотитов по оптическим данным использовалась уточненная прямая [147].

Таблица 3

Химический состав двуслюдяных ставролит - гранатовых сланцев, вес. %

| Компонент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|-----------|-------|--------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|
| SiO_2 | 64,59 | 61,21 | 65,34 | 69,27 | 61,61 | 60,90 | 62,23 | 53,18 |
| TiO_2 | 1,30 | 0,61 | 1,00 | 0,19 | 0,21 | 1,02 | 0,28 | 0,26 |
| Al_2O_3 | 17,02 | 18,48 | 14,24 | 15,54 | 18,50 | 20,56 | 18,62 | 19,28 |
| FeO_2 | 2,36 | 2,76 | 2,42 | 1,01 | 2,67 | 2,15 | 1,8 | 3,44 |
| FeO | 4,32 | 4,85 | 4,27 | 3,74 | 4,02 | 3,74 | 4,45 | 5,46 |
| MnO | 0,09 | 0,15 | 0,06 | 0,04 | 0,06 | 0,04 | 0,06 | 0,11 |
| MgO | 2,07 | 2,70 | 3,74 | 1,94 | 2,39 | 1,64 | 2,21 | 2,88 |
| CaO | 0,73 | 1,28 | 1,88 | 0,70 | 0,56 | 0,41 | 0,84 | 1,11 |
| Na_2O | 0,78 | 3,73 | 2,90 | 1,73 | 0,93 | 1,47 | 0,71 | 1,6 |
| K_2O | 2,52 | 2,70 | 2,23 | 2,93 | 5,0 | 3,82 | 4,31 | 3,92 |
| H_2O^+ | 2,55 | 2,16 | 1,07 | 2,18 | 3,36 | 3,49 | 3,70 | 3,46 |
| H_2O^- | 0,40 | 0,17 | 0,29 | 0,14 | 0,77 | 0,72 | 0,34 | 0,60 |
| SO_3 | 0,88 | 0,27 | - | - | - | - | - | - |
| P_2O_5 | - | - | - | 0,07 | 0,05 | 0,07 | 0,05 | 0,06 |
| CO_2 | - | - | - | 0,21 | 0,22 | - | 0,43 | 0,07 |
| Сумма | 99,68 | 100,39 | 99,44 | 99,74 | 100,40 | 100,16 | 100,03 | 100,43 |

Химические коэффициенты по Н.П.Семененко

| | | | | | | | | |
|---|----|----|----|----|----|----|----|----|
| A | 52 | 49 | 39 | 55 | 54 | 62 | 55 | 47 |
| F | 28 | 27 | 25 | 23 | 26 | 24 | 25 | 30 |
| M | 16 | 18 | 26 | 17 | 17 | 12 | 16 | 18 |
| C | 4 | 6 | 10 | 5 | 3 | 2 | 4 | 5 |
| T | 68 | 61 | 25 | 53 | 56 | 65 | 60 | 54 |

Примечание: 1 - обр. Д-1, двуслюдяной ставролит-гранатовый сланец, поток Бредецель; 2 - обр. Д-54, двуслюдяной гранат-ставролитовый сланец, поток Яворниковый; 3 - обр. Ю-145, крупнозернистый двуслюдяной сланец, поток Яворниковый; 4 - обр. Ю-294, крупнозернистый гранат-ставролитовый сланец, поток Белый; 5 - обр. Ю-295, двуслюдяной ставролит-гранатовый сланец, поток Белый; 6 - обр. Ю-309, двуслюдяной ставролит-гранатовый сланец, поток Яворниковый; 7 - обр. Ю-314, крупнозернистый узловатый сланец с гранатом, с.Деловое; 8 - обр. Ю-316, двуслюдяной ставролит-гранатовый сланец, поток Бредецель.

Пересчеты химических анализов (табл.3) на коэффициенты Н.П.Семененко (1963) свидетельствуют о том, что породы должны быть

отнесены к аллюмосиликатному изохимическому ряду, точнее — к железисто-магнезиально-аллюмосиликатным породам, тяготеющим к породам собственно аллюмосиликатным, которые могли образоваться за счет песчано-глинистых и глинистых пород. Несколько завышенное значение коэффициента избыточного глинозема свидетельствует о том, что не весь глинозем связан в полевых шпатах, а встречается и в слюдяных минералах (и ставролите), которые всегда находятся в сланцах в достаточных количествах.

Слюдяно-кварцитовые и кварцитовые сланцы отличаются однородным и выдержанным полевошпат-кварцевым составом и массивной или сланцеватой текстурой. При увеличении количества кварца в результате снижения слюдяного материала породы приобретают грубо-сланцеватый или массивный облик и определяются как кварцитовые или полевошпат-кварцитовые сланцы, постепенно переходящие к типичным кварцитам, а иногда (при наличии гнейсовых структур) — к плагиогнейсам.

Структура слюдяно-кварцитовых и кварцитовых сланцев бывает от мелко-, средне- до крупнозернистой грано- или лепидогранобластовой, зубчатой, мозаичной; нередки структуры катакластические, диабластические и бластопсаммитовые. Текстура сланцеватая или линзовидно-сланцеватая. Состав их такой: кварц и полевой шпат, мусковит, реже встречаются биотит, гранат (альмандин), хлорит, в акцессорном количестве — апатит, турмалин, циркон, титанит, цоизит и рудные минералы. В некоторых разновидностях обнаружено углито-графитовое вещество.

Кварц отмечен в переменном количестве, но всегда в виде неправильных или удлинненно-неправильных зубчатых зерен с волнистым или мозаичным угасанием. Плагиоклаз представлен чистым, прозрачным альбитом (5% Al) или (реже) серицитизированным олигоклазом (25–30% Al). Встречаются решетчатый микроклин, немного побуревший.

Мусковит и биотит установлены в незначительных количествах. Мусковит хорошо индивидуализирован, биотит бурый или зеленовато-бурый (Ng) до соломенно-желтого (Np). Оптические данные биотита таковы: $n_g (n_m) = 1,640-1,645$, что соответствует железистости 50–55 мол.%,

Химический состав этих пород свидетельствует о принадлежности их к аллюмосиликатному изохимическому ряду парапород первичных глинистых или глинисто-песчаных отложений.

Деловецкая, или карбонатно-сланцевая, свита

В составе парапород деловецкой, или карбонатно-сланцевой, свиты выделяются различные слюдястые сланцы, кварциты и кварцитовые сланцы, мраморы, карбонатно-тальковые сланцы, полевошпат-кварцевые порфиroidы и туфоиды.

Слюдястые сланцы (мусковитовые и серицитовые), биотит-мусковитовые, хлорит-мусковитовые, хлоритовые и многие другие сланцы слагают вместе с кварцитами и кварцитовыми сланцами деловецкую свиту пород. Они занимают более высокое, чем гнейсы, стратиграфическое положение. Различный минеральный состав сланцев обуславливает появление многочисленных разновидностей. Породы эти переслаиваются, поэтому наметить области распространения каждой разновидности трудно. Часто среди типичных разновидностей в виде мелких прослоев, линз встречаются слюдясто-кварцитовые сланцы, нередко — графит в количествах, достаточных для выделения графитовых разновидностей. При полевых и лабораторных исследованиях сланцы различаются по преобладанию тех или иных минералов. Этим разновидностей много. Главнейшие и наиболее часто встречающиеся следующие: биотит-мусковитовые сланцы, переходящие местами в плагиогнейсы; хлорит-слюдястые сланцы; хлоритовые сланцы.

Биотит-мусковитовые сланцы — породы среднезернистые, хорошо рассланцованные. Структура сланцев гранолещидобластовая, лепидобластовая, реже катакластическая или порфирикластическая с лепидобластовой основной тканью, текстура сланцеватая, слоисто-сланцеватая.

Основными минеральными компонентами сланцев являются кварц, мусковит, биотит, хлорит, реже встречается полевой шпат; второстепенные минералы — турмалин, циркон, апатит, рудный минерал (чаще всего пирит), кальцит.

Полевой шпат представлен серицитизированным олигоклазом 15-25% *Ап*, но чаще встречается чистый, прозрачный альбит. Двойникование происходит по альбитовому и карлсбадскому законам. Обнаружен микроклин.

Мусковит отмечен в количестве 30-50%, нередко представлен серицитом. Иногда мусковит образуется за счет плагиоклаза и биотита.

Биотит бурый, по нему развивается зеленый хлорит или путем обесцвечивания образуется мусковит. О значительно большем распространении биотита в описываемых сланцах можно судить по много-

численным псевдоморфозам хлорит + мусковит, которые содержат по трещинкам спайности бурые окислы железа, выносящиеся при подобных замещениях. Для бурого биотита $n_g(n_m) = 1,638 + 1,642 \pm 0,002$; $f(\text{bes } Fe_2O_3) = 47-51$; $f = 48-52$; $al = 38+36$, железистость породы составляет 49-51%. Наряду с бурым встречается буровато-, грязно-зеленый биотит, явно хлоритизированный, он резко плеохроирует и сохраняет высокую интерференционную окраску.

Турмалин обнаружен в виде хорошо индивидуализированных призматических зерен размером до 1-3 мм по длинной оси. Сланцы с турмалином встречены по потокам Полонскому, Сауляк и Бол.Берлебеш. Турмалин зеленовато-бурый, темно-зеленый, резко плеохроирует; $n_g' = 1,668$; $n_e = 1,632$. Иногда в турмалине отчетливо выражено зональное строение. Турмалин можно отнести к шерлам.

Среди описанных сланцев выделяются разности серицитовые, кварц-серицитовые, полевошпатовые, биотит-полевошпатовые, хлорит-серицитовые, мусковит-хлоритовые с турмалином, серицит-кварцитовые и др.

В виде отдельных прослоев среди описанных пород отмечаются плагиогнейсы, обнажающиеся на горах Раховской, Камень Клевка, в верховьях потока Бол.Банского. Эти породы описаны [13] из Чивчинских гор по потокам Лостунь, Баласинув, Церкалаб, Рыжеватый. Состав их близок к составу раховских плагиогнейсов: кварц, олигоклаз (14-16% Al_2O_3 , +2 $V = 84^\circ$), мусковит, биотит, хлорит, реже встречаются гранат, клиноцоизит, еще реже - циркон и апатит. В зависимости от соотношения минеральных компонентов среди плагиоклазовых гнейсов можно выделить альбитовые, олигоклазовые, мусковитовые, двуслюдяные, хлорит-мусковитовые и другие гнейсы. Характерная черта химического состава чивчинских плагиогнейсов - их пересыщенность SiO_2 , но от пересыщенных кремнекислотой изверженных пород они отличаются химическим составом, что вместе с другими признаками (структура, условия залегания) позволило отнести их к парапородам.

Хлорит-слюдистые сланцы. Структура сланцев лепидогранобластовая, лепидобластовая, текстура сланцеватая или очковая. Породообразующими минералами являются кварц, мусковит, хлорит, второстепенные минералы представлены плагиоклазом, хлоритизированным биотитом, турмалином, цирконом, апатитом, клиноцоизитом, кальцитом. Плагиоклаз встречается в форме мелких табличек, призмочек, реже - в виде порфиробластов. Олигоклаз обычно серицитизирован, переполнен пойкилитовыми вростками почти всех существующих в по-

Химический состав сланцев, вес.%

| Компонент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
|------------------------------------|--------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|
| <i>SiO₂</i> | 44,95 | 69,55 | 53,68 | 63,60 | 68,45 | 42,40 | 82,76 | 55,07 | 64,41 | 62,24 | 59,88 |
| <i>TiO₂</i> | 0,92 | 0,36 | 1,19 | 0,97 | 0,39 | 1,61 | - | 0,78 | 0,49 | 0,48 | 1,14 |
| <i>Al₂O₃</i> | 25,21 | 13,92 | 22,39 | 18,36 | 18,39 | 12,04 | 9,90 | 14,30 | 19,03 | 12,92 | 17,72 |
| <i>Fe₂O₃</i> | 1,93 | 1,74 | 3,59 | 6,41 | 2,25 | 3,57 | 0,69 | 3,79 | 0,71 | 3,27 | 1,44 |
| <i>FeO</i> | 7,08 | 2,22 | 3,85 | 3,14 | 3,27 | 7,98 | 2,30 | 3,22 | 2,98 | 4,43 | 3,46 |
| <i>MnO</i> | 0,22 | 0,01 | 0,01 | 0,13 | 0,07 | 0,23 | - | - | 0,02 | 0,19 | 0,05 |
| <i>MgO</i> | 5,18 | 0,89 | 2,78 | 1,59 | 2,41 | 6,30 | 6,74 | 5,82 | 2,81 | 2,69 | 1,97 |
| <i>CaO</i> | 1,12 | 2,89 | 0,59 | 0,28 | 0,19 | 10,92 | 0,11 | 0,79 | 4,47 | 2,25 | 1,16 |
| <i>Na₂O</i> | 2,16 | 2,78 | 2,11 | 1,67 | 0,11 | 1,99 | 0,47 | 0,45 | 1,05 | 2,22 | 1,60 |
| <i>K₂O</i> | 7,34 | 3,39 | 4,69 | 0,52 | 0,87 | 0,22 | 0,46 | 0,86 | 0,93 | 2,60 | 4,80 |
| <i>H₂O⁻</i> | 0,22 | 0,14 | 0,19 | 0,25 | 0,16 | 0,85 | 0,32 | 0,20 | 0,18 | 0,06 | 0,10 |
| <i>H₂O⁺</i> | 3,28 | 1,01 | 3,76 | 1,97 | 2,59 | 10,80 | 1,55 | 2,29 | 1,78 | 2,21 | 5,91 |
| <i>SO₃</i> | 0,49 | 0,09 | 0,12 | - | - | - | - | - | - | - | - |
| <i>CO₂</i> | - | 0,28 | 0,42 | 0,31 | 0,41 | 0,55 | 0,35 | 1,10 | 0,51 | 4,20 | - |
| <i>P₂O₃</i> | - | 0,33 | 0,38 | 0,03 | 0,03 | 0,11 | 0,01 | 0,02 | 0,04 | 0,17 | 0,17 |
| <i>P₂O₅</i> | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 0,34 | 0,46 |
| Сумма | 100,09 | 99,57 | 99,75 | 100,23 | 99,59 | 99,57 | 99,66 | 99,70 | 99,42 | 100,10 | 99,63 |

Химические коэффициенты по Н.П.Семенову

| | | | | | | | | | | | |
|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|
| A | 47 | 52 | 55 | 52 | 57 | 19 | 65 | 36 | 48 | 37 | 56 |
| F | 24 | 20 | 25 | 35 | 23 | 25 | 27 | 24 | 13 | 31 | 21 |
| M | 25 | 8 | 17 | 12 | 19 | 25 | 7 | 37 | 18 | 20 | 16 |
| C | 4 | 20 | 3 | 1 | 1 | 31 | 1 | 3 | 21 | 12 | 7 |
| T | 46 | 8 | 57 | 79 | 91 | - | 84 | 77 | 43 | 19 | 44 |
| FM | 49 | 28 | 42 | 47 | 42 | 50 | 34 | 61 | 31 | 51 | 97 |

Примечание: I - обр. Д-91, слюдястый сланец, поток Бол.Берлебах; 2 - обр. Д-285, мусковит-кварцевый сланец, поток Лещинка, 3 - обр. Ю-262, мусковит - биотитовый сланец, г.Раховская; 4 - обр. 53/59-I, мусковитовый сланец, Достунь; 5 - обр. 203/59-I, хлорит - слюдястый сланец, Бол.Достунь; 6 - обр. 46/59-I, хлоритовый сланец г.Бол.Мокрынь; 7 - обр. 102/59-I, графитовый сланец, г.Ротундул; 8 - обр. 221/59, графитовый сланец, район Балтагул; 9 - обр. 101/59-5, мусковитовый сланец, г.Ротундул; 10 - обр. 27, слюдясто-хлоритовый сланец, поток Мал.Розис; II - обр. I, углисто-хлоритовый сланец, поток Мал.Розис.

роде минералов. Альбит 3-6% $Aп$ обычно чистый, с узкими полисинтетическими двойниками, чаще всего по альбитовому закону. Хлорит зеленый, иногда буровато-зеленый по $N\rho >$ соломенно-желтый по Ng . $n_g(n_m) = 1,632 \pm 0,005$, удлинение отрицательное, знак минерала положительный, что соответствует лепидолиту. Клиноцоизит бывает представлен мелкими (до 0,1-0,2 мм) неправильной формы зернами, которые образуются, по-видимому, за счет плагиоклазов, и в малых количествах равномерно распределен в породе.

Хлоритовые сланцы бывают лепидобластовой, гранолепидобластовой, реже - порфирокластической структуры. Минеральный состав близок к таковому хлорит-слюдистых сланцев: хлорит, кварц, мусковит, реже встречаются полевой шпат, биотит, кальцит, единичные зерна диорона, апатита, клиноцоизита. Соотношение породообразующих минералов весьма различно: в одних случаях кварц преобладает над хлоритом, в других - хлорит над кварцем. Плагиоклаз (олигоклаз 22-24% $Aп$) серицитизирован, переполнен пойкилитовыми вросками кварца, слюд, разъедается и замещается кальцитом. Но кроме серицитизированного плагиоклаза встречается чистый, прозрачный альбит 5% $Aп$ ($2V = 85^\circ$). Хлорит зеленый по $N\rho$, светло-зеленый, соломенно-желтый по Ng . $n_g(n_m) = 1,623+1,630$. Мусковит характеризуется зеленоватым оттенком и заниженными цветами интерференции. Клиноцоизит образует редкие скопления мелких неправильной формы зернышек.

Химический состав сланцев из различных месторождений Раховских и Чивчинских гор приведен в табл.4. Пересчет химических анализов на коэффициенты Н.П.Семеновко [51] свидетельствует о том, что породы могут быть отнесены к алумосиликатному ряду, точнее к железисто-магнезиально-алумосиликатным породам, тяготеющим иногда к собственно алумосиликатным или щелочноемкельно-алумосиликатным породам. Такие породы могли образоваться за счет первичных песчано-глинистых или глинистых пород. Высокий коэффициент избыточного глинозема свидетельствует о том, что не весь глинозем связан в полевых шпатах, а может находиться и в слюдистых минералах. Последнее обстоятельство подтверждается минералогическим составом сланцев, в которых постоянно наблюдается значительное количество слюдистых минералов, и согласуется с ним.

Кварциты и кварцитовые сланцы занимают более высокое, чем слюдистые сланцы, стратиграфическое положение и широко развиты особенно в северных районах Раховских гор (по потоку Лещинка, горам Бутин, Счевора). В Чивчинских горах лучшие естественные

обнажения кварцитовых сланцев описаны по потокам Достунь, Баласинув, Альбин, Перкалаб, хр.Ротундул. Кварциты и кварцитовые сланцы на 70-90% состоят из кварца, характеризуются массивной или грубосланцеватой текстурой и четко выделяются в разрезе кристаллических пород. Все разнообразие кварцитов и кварцитовых сланцев можно свести к следующим основным типам: кварциты, слюдисто-кварцитовые сланцы, черные кварциты.

Кварциты представляют собой массивные или сланцеватые породы. Под микроскопом обнаруживается полевой шпат (альбит, в меньших количествах обнаружен олигоклаз $n_g = 1,545$; $n_p = 1,537$, что соответствует 15% An), мусковит, хлорит, хлоритизированный биотит, клиноцоизит. Структура пород гранобластовая, лепидогранобластовая, иногда мозаичная, бластопсаммитовая.

Слюдисто-кварцитовые сланцы - мелко-, среднезернистые, сланцеватые или слоисто-сланцеватые породы. Структура сланцев лепидогранобластовая, диабластовая, бластопсаммитовая. Слюдисто-кварцитовые сланцы сложены преимущественно кварцем, мусковитом, хлоритом, реже встречается ишагиоклаз, в качестве аксессуарных минералов отмечены гранат, апатит, циркон, турмалин, клиноцоизит. Плаггиоклаз обнаружен в порфириобластах размером 1,5-2,0 мм и представлен альбит-олигоклазом ($n_g = 1,542$, $n_p = 1,530$, 7-8% An), почти всегда серицитизированным. Кварц составляет до 70-85% состава породы, часто катаклазирован.

Черные графитовые (?) кварциты темно-серые до черных, землистые породы, довольно плотные, сланцевато-слоистые, пльчатые. Наиболее обычными структурами черных кварцитов являются гранобластовая, зубчатая мозаичная, лепидогранобластовая; текстура сланцеватая, но встречаются кварциты массивного сложения. Состав черных кварцитов исчерпывается кварцем и графитом, встречаются чешуйки мусковита и хлорита, в качестве аксессуарных минералов - турмалин, апатит, рутил. Графит в виде мельчайших черных, непрозрачных пылинков или равномерно рассеян в породе или скопляется в отдельные слои, линзочки, пятна.

Кварцитовые сланцы деловецкой свиты, по мнению Л.Г.Ткачука и Д.В.Гуржия [63], отличаются от кварцитовых сланцев белопотокской свиты более высоким содержанием кремнезема и представляют собой парапороды, возникшие в результате преобразования олигомиктовых и мономинеральных кварцевых песчаников, содержащих некоторую примесь глинистого материала. Иногда глинистый материал обогащен органическим веществом, что дало начало графитовым разновидностям.

Мраморы, слюдясто-карбонатные и карбонатно-тальковые сланцы занимают в деловещкой свите определенное положение и связаны между собой.

Кристаллические известняки (мраморы) развиты по правому склону р. Тисы, в районе с. Делового, где вскрыты карьерами Центральный, Средний, Сауляк и группой мелких карьеров в потоке Полонском. Мощность мраморов составляет 100-120 м (в разрабатываемых карьерах).

Мраморы массивные и рассланцованные, содержат прослои слюдясто-хлоритовых сланцев. Наличие прослоев сланцев характерно для толщи мраморов. Мраморы раздроблены, брекчированы, разбиты на блоки; при этом прослои сланцев претерпевают катакластические изменения вместе со всей толщей мраморов. Выделяются мраморы чистые, кальцитовые и кварц-кальцитовые.

Кальцитовые мраморы обычно сахаровидные, массивные, среднезернистые породы. Структура мраморов гранобластовая, изодиаметрическая или гетеробластовая. Возникновение гетеробластовых структур мраморов можно связывать с катаклизмом, так как, во-первых, часто наблюдается волнистое угасание и изгибы двойников, трещины в крупных зернах кальцита, во-вторых, трещинки разрыва залечиваются мелкозернистым кальцитом. Это создает неравномернозернистую (гетеробластовую) структуру мраморов; при этом мелкозернистый кальцит в зависимости от степени катаклаза может преобладать над крупнозернистым или находиться в меньшем количестве. Состав чистого мрамора исчерпывается кальцитом, редко в нерастворимом остатке отмечаются мусковит и хлорит. Кальцит представлен ксенобластами или удлинненными зернами. Кальцит чистый, без посторонних включений, размер зерен 0,5-0,7 мм. Отчетливо выражено полисинтетически-двойниковое строение кальцита. Показатель преломления $n_D = 1,658$, $n_E = 1,487$, $n_D - n_E = 0,171$.

Кварц-кальцитовые мраморы. Структура пород гранобластовая, изодиаметрическая или гетеробластовая, наличие чешуек слюдястых минералов придает структуре мраморов лепидогранобластовый характер. Нередки катакластические структуры. Состав следующий: кальцит, кварц, мусковит и хлорит, встречаются биотит, альбит, апатит, турмалин, из рудных минералов - пирит и магнетит. В некоторых мраморах обнаружен доломит. Кальцит разъедает и замещает зерна кварца. В протоlochках кальцит чистый, прозрачный, показатель преломления $n_D = 1,659+1,658$. Кварц распределен в породе равномерно или образует скопления в гранулированной массе мелкозернистого кальцита. Оптические данные таковы: $n_g = 1,553$, $n_p = 1,544$.

Альбит встречается в незначительных количествах. $n_g = 1,540$, $n_p = 1,528$, что соответствует 5-6% *Ап*.

Минерал доломит отмечен в некоторых разновидностях - доломит-кальцитовых мраморах, и количество его бывает значительным. Некоторые разновидности, по данным Н.Ф.Ненчука [44], содержат до 89-90% минерала доломита, что позволяет выделить наряду с кристаллическими известняками доломитовые мраморы. Судя по показателям преломления, минерал доломит относится к маложелезистым разновидностям: $n_o = 1,680+1,682$; $n_e = 1,502+1,503$; $n_o - n_e = 0,177+0,179$.

Мусковит бледно-зеленый, всегда с резкой псевдоабсорбцией; если не скопляется в прослойках слюдистых сланцев, то в виде одиночных чешуек равномерно распределен в мраморах. Хлорит слабо окрашен в зеленые тона, $n_g(n_m) = 1,602-1,605$. Биотит буровато-зеленый, темно-зеленый по n_g , светлый желто-зеленый по n_p . Биотит интенсивно хлоритизируется с выносом железа. Свойства биотита следующие: $n_g(n_m) = 1,633$; f (без Fe_2O_3) = 47,0; $f = 48,7$; $\alpha l = 38,8$.

Химические анализы мраморов из деловецких карьеров и потока Полонского приведены Л.Г.Ткачуком и Д.В.Гуржием [63] и свидетельствуют об ограниченном содержании в них чуждых компонентов и малых (1,10-1,60-3,18) количеств окиси магнезия. Н.Ф.Ненчук [44] приводит химические анализы карбонатных пород с содержанием MgO до 20,1%, что соответствует содержанию 91,93% минерала доломита. Он считает, что по содержанию доломита и кальцита среди домезозойских карбонатных пород Раховских гор можно выделить известняки, доломиты, известковые доломиты и доломитовые известняки. Доломиты залегают в пластах мраморов в районе с.Делового, по данным этого автора, в виде линз, пятен, гнезд и штоков. Минерал доломит в карбонатных породах кристаллического комплекса мог образоваться, по мнению Н.Ф.Ненчука, двумя путями: непосредственным выпадением из растворов во время накопления карбонатных отложений, о чем свидетельствует ритмичное чередование доломитовых и кальцитовых прослоев, согласных с напластованием пород, и метасоматическим замещением известковистых осадков в стадию диагенеза, что подтверждается формой залегания доломитовых пород. Эпигенетическая доломитизация не установлена.

Слюдисто-карбонатные сланцы находятся в виде прослоев в мраморах и характеризуются хорошо выраженной сланцеватой текстурой. Сланцам свойственна лепидогранобластовая или гранобластовая мелко-среднезернистая структура. Состав их таков: кальцит, доломит,

кварц, плагиоклаз, мусковит (и серицит), хлорит, биотит; отмечены апатит, титанит, циркон, пирит.

Кальцит вместе с хлоритом и мусковитом является порообразующими компонентами сланцев. Кальцит образует зерна разного размера неправильной или округлой формы, плотно соприкасающиеся друг с другом и характеризующиеся полисинтетически-двойниковым строением. Показатель преломления $n_o = 1,656 \pm 1,658$, $n_e = 1,485$.

Кварц и плагиоклаз (альбит) обнаружены в количествах до 30–40% состава породы и нередко обособляются от слюд. Минералы эти чистые, прозрачные, без посторонних вclusions.

Хлорит зеленый, четко плеохроирующий до соломенно-желтого тона, и по оптическим данным отнесен к рипидолиту. В некоторых разностях сланцев в параллельном срастании с хлоритом встречается до 10–15% бурого биотита. Биотит содержит иголки рутила в виде сагенитовой решетки, которые остаются в хлорите при замещениях им биотитов. Процесс хлоритизации биотита хорошо наблюдается. Мусковит обнаружен в параллельном срастании с хлоритом.

Апатит и циркон встречены в мелких зернах окатанной формы. Пирит образует крупные кубические зерна, давая скопления в слюдястых прослоях.

Химический состав карбонатно-сланцевых, карбонатно-хлоритовых сланцев приведен в табл. 5 и пересчитан по методу Н. П. Семененко [51]. Химические коэффициенты свидетельствуют о принадлежности этих пород в щелочноземельно-глиноземному ряду, в котором магний преобладает над железом или иногда преобладает железо (обр. Д-38, 7) над магнием, а иногда они прямо тяготеют к известково-карбонатным породам (обр. Д-38, 6, 29). Исходными для метаморфизма таких пород могли быть песчано-глинисто-карбонатные породы (типа железисто-мергелистых отложений), в которых исаммитовое и карбонатное вещество преобладало в больших или меньших количествах.

Карбонатно-талльковые сланцы светлые, зеленовато-белые, совершенно мягкие и жирные наощупь породы с хорошо выраженной сланцеватой текстурой. Породы характеризуются среднезернистой лепидогранобластовой структурой. Удлиненно-неправильные зерна кальцита и кварца и удлиненные чешуйки талька всегда субпараллельно ориентированы и создают сланцеватую текстуру породы.

Состав их таков: кварц, плагиоклаз, тальк, кальцит, второстепенные минералы представлены клиноцоизитом (и цоизитом), апатитом, титанитом и цирконом в аксессуарных количествах.

Кварц чистый, прозрачный, без посторонних включений со слабым волнистым или нормальным угасанием. Плаггиоклаз обнаружен в количествах до 15–20% состава породы и представлен альбитом или олигоклазом в виде крупных лейст или табличек. Большинство зерен плаггиоклаза без двойников. Нередко по плаггиоклазам развивается кальцит.

Тальк или равномерно распределен в породе, или скопляется в прослой-линзочки субпараллельной ориентировки. Тальк чистый без посторонних включений образует скопления из спутанных чешуек, нередко чешуйки его хорошо индивидуализированы. В проходящем свете тальк бесцветный или зеленоватого, зеленовато-бурого оттенка. Показатели преломления отличаются постоянством: $n_g (n_m) = 1,586 + 0,002$, т.е. перекрываются с не содержащим железа мусковитом. От последнего отличается большим двупреломлением и более чистым, зеленоватым оттенком в проходящем свете.

Кальцит представлен зернами разного размера, для которых характерно обособление в прослой, согласные со сланцеватостью породы. К таким прослоям приурочены скопления мелких зернышек клиноцоизита и цоизита неправильной формы. Кальцит не ведет себя агрессивно по отношению к тальку, но разъедает и замещает зерна плаггиоклаза.

Циркон характеризуется окатанной формой и малым размером. Апатит также окатанный и превосходит по размеру зерна циркона.

Химические составы карбонатно-тальковых сланцев (см. табл. 6) пересчитаны на коэффициенты Н.П. Семененко. По этим коэффициентам карбонатно-тальковые сланцы можно отнести к группе собственно известково-карбонатных пород.

Полевошпат-кварцевые и кварцевые порфиroidы и туфоиды наиболее широко развиты в Чивчинских горах, в естественных обнажениях по потокам Черному, Перкалаб, Крестовому. В Раховских горах эти породы обнажены в потоках Бол. Банском, Белом, Сауляк и Берлебаш.

Породы характеризуются бластопорфиroidовой (реже – бластопорфиroidкласовой) структурой с гранобластовой или лепидогранобластовой основной тканью. Состав порфиroidов следующий: кварц, полевой шпат (плаггиоклаз и калиевый полевой шпат), мусковит, серицит, хлорит, встречаются эпидот, цоизит, биотит, кальцит, апатит, титанит, циркон. Минеральный состав порфиroidов качественно постояен, хотя количественно различен.

Плаггиоклазы, как и кварц, встречаются во вкрапленниках и в основной ткани. Представлены они альбитом ($n_g = 1,540$, $n_p = 1,530$), причем последний характерен для основной ткани. Во вкрап-

Химический состав сланцев, вес. %

| Компонент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|-----------|-------|--------|--------|--------|-------|
| SiO_2 | 40,43 | 46,32 | 43,00 | 35,43 | 30,20 |
| TiO_2 | 2,20 | 0,65 | 0,70 | 1,24 | 1,96 |
| Al_2O_3 | 14,40 | 15,53 | 19,25 | 9,10 | 12,18 |
| Fe_2O_3 | 2,20 | 2,88 | 1,94 | 2,45 | 2,49 |
| FeO | 7,30 | 8,48 | 7,90 | 6,43 | 8,14 |
| MnO | 0,12 | 0,1 | 0,04 | 0,21 | 0,09 |
| MgO | 4,96 | 7,97 | 8,08 | 9,77 | 11,42 |
| CaO | 10,23 | 5,71 | 6,12 | 13,40 | 12,93 |
| Na_2O | 2,55 | 1,78 | 3,46 | 0,70 | 0,64 |
| K_2O | 6,00 | 3,07 | 1,57 | 1,40 | 1,08 |
| H_2O^- | 0,21 | 0,06 | 0,09 | 0,23 | 0,12 |
| H_2O^+ | 8,43 | 4,02 | 5,15 | 4,02 | 17,93 |
| SO_3 | 0,68 | - | - | - | - |
| CO_2 | - | 3,05 | 7,47 | 15,50 | - |
| | - | 0,21 | 0,17 | 0,28 | 0,36 |
| P_2O_5 | - | - | - | 0,41 | 0,50 |
| Сумма | 99,71 | 100,31 | 100,38 | 100,36 | 99,78 |

Химические коэффициенты

| | | | | | |
|-----------|----|----|----|----|----|
| <i>A</i> | 24 | 25 | 30 | 13 | 15 |
| <i>F</i> | 23 | 26 | 21 | 17 | 19 |
| <i>M</i> | 21 | 32 | 32 | 35 | 36 |
| <i>C</i> | 32 | 17 | 17 | 35 | 30 |
| <i>T</i> | - | - | 3 | - | - |
| <i>FM</i> | 44 | 58 | 54 | 52 | 55 |

Примечание: 1 - обр. Д-38, карбонатно-сланцевый сланец, с. Деловое, карьер Средний; 2 - обр. Ю-305, хлоритовый сланец, поток Полонский; 3 - обр. Ю-306, хлоритовый сланец, поток Полонский; 4 - обр. 29, слюдисто-хлоритовый сланец, карьер с. Деловое; 5 - обр. 6, карбонатно-хлоритовый сланец, поток Полон-

ленника можно подозревать зональное строение первичных плагиоклазов, так как об этом свидетельствуют точечные включения. Для альбита характерно шахматное строение, режé - обычные двойники.

Таблица 5.

| 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|-------|-------|--------|-------|--------|--------|--------|
| 42,98 | 55,74 | 37,73 | 29,51 | 37,21 | 42,28 | 39,01 |
| 2,36 | 1,14 | 3,36 | 1,75 | 3,74 | 2,32 | 2,70 |
| 13,81 | 19,71 | 13,66 | 10,75 | 14,19 | 14,04 | 13,06 |
| 2,84 | 1,69 | 3,54 | 2,47 | 4,23 | 2,16 | 2,32 |
| 8,57 | 6,40 | 7,27 | 7,13 | 7,56 | 7,13 | 9,79 |
| 0,12 | 0,10 | 0,10 | 0,08 | 0,08 | 0,06 | 0,11 |
| 10,51 | 3,94 | 9,10 | 10,73 | 10,69 | 14,06 | 13,22 |
| 7,81 | 0,53 | 9,79 | 14,69 | 4,66 | 4,96 | 4,56 |
| 3,12 | 2,00 | 2,13 | 1,34 | 1,40 | 0,12 | 1,26 |
| 0,10 | 3,60 | 1,50 | 0,85 | 1,44 | 1,36 | 0,56 |
| 0,07 | 0,04 | 0,03 | 0,12 | 0,10 | 0,11 | 0,12 |
| 6,38 | 4,68 | 11,33 | 19,17 | 14,42 | 10,74 | 12,80 |
| - | 0,08 | - | - | 0,10 | 0,53 | 0,12 |
| - | - | - | - | - | - | - |
| 0,77 | 0,21 | 0,63 | 0,49 | 0,40 | 0,70 | 0,41 |
| - | - | 0,24 | 1,50 | - | - | - |
| 99,96 | 99,86 | 100,29 | 99,83 | 100,22 | 100,31 | 100,04 |

по Н.П.Семеновко

| | | | | | | |
|----|----|----|----|----|----|----|
| 20 | 47 | 19 | 14 | 22 | 19 | 18 |
| 22 | 27 | 21 | 17 | 24 | 18 | 23 |
| 38 | 24 | 35 | 35 | 41 | 50 | 47 |
| 20 | 2 | 25 | 34 | 13 | 13 | 12 |
| - | 7 | - | - | 12 | 22 | 16 |
| 60 | 51 | 56 | 52 | 65 | 68 | 70 |

ский; 6 - обр. 3А, хлоритовый сланец, поток Полонский; 7 - обр. 7, хлоритовый сланец, поток Полонский; 8 - обр. 8, хлоритовый сланец, поток Полонский; 9 - обр. 5, карбонатно-слюдисто-хлоритовый сланец, карьер Сауляк; 10 - обр. 4, слудисто-хлоритовый сланец, карьер Сауляк; 11 - обр. 3, слудисто-хлоритовый сланец, карьер Сауляк; 12 - обр. 2, слудисто-хлоритовый сланец, карьер Сауляк.

Плагиоклаз подвержен серицитизации и соскритизации, но плагио-клазам развиваются кальцит и цоизит, которые могли образоваться при разложении более основных плагиоклазов первичных пород. Калиевый полевой шпат встречается реже и представлен микроклином.

Т а б л и ц а 6
Химический состав карбонатно-тальковых сланцев
из карьера Сауляк, вес. %

| Компонент | 1 | 2 | 3 |
|-----------|--------|-------|-------|
| SiO_2 | 22,34 | 24,17 | 17,38 |
| TiO_2 | - | - | - |
| Al_2O_3 | 0,43 | 0,33 | 0,40 |
| Fe_2O_3 | 0,02 | 0,11 | 0,03 |
| FeO | 0,58 | 0,43 | 0,45 |
| MnO | 0,02 | 0,04 | 0,07 |
| MgO | 16,36 | 18,50 | 10,68 |
| CaO | 30,80 | 32,90 | 38,94 |
| Na_2O | 0,08 | 0,11 | 0,11 |
| K_2O | - | - | 0,06 |
| P_2O_5 | 0,09 | 0,29 | 0,29 |
| H_2O^- | 0,07 | 0,05 | 0,09 |
| H_2O^+ | 7,31 | 9,31 | 4,76 |
| CO_2 | 22,11 | 18,60 | 26,32 |
| Сумма | 100,21 | 99,84 | 99,57 |

Химические коэффициенты
по Н.П.Семеновко

| | | | |
|------|----|----|----|
| A | - | - | - |
| F | 42 | 36 | 27 |
| C | 57 | 63 | 72 |
| T | - | - | - |
| FM | 43 | 37 | 28 |

П р и м е ч а н и е : 1 - обр. 30, карбонатно-тальковый сланец; 2 - 3 - обр. 32А, 32Б, карбонатно-тальковые сланцы.

Мусковит и хлорит, реже биотит, обнаружены вместе, часто в параллельном срастании друг с другом. Биотит прорастает иголочками рутила, который наследует развившийся по биотиту хлорит. Хлориту свойственны зеленоватые тона по Np ; он плеохроирует до желтого, соломенно-желтого по Ng . Биотит бурый или зеленовато-бу-

рый по *Ng* и соломенно-желтый по *Np*. Хлорит — вторичный минерал, образование которого по биотиту не вызывает сомнений.

Основная ткань порфиroidов мелкозернистая и состоит из кварца, альбита, серицита, хлорита; отмечены карбонат, апатит, эпидот и цоизит. Слюдистые минералы характеризуются субпараллельной ориентировкой. Развитие слюдистых минералов в породе не всегда равномерное, наблюдается их скопление по сланцеватости, когда они образуют прослой-линзочки.

Несколько отличаются полевошпат-кварцевые порфиroidы района с.Кобылецкая Поляна. Порфиroidы встречены здесь в виде крупных массивов, неправильной формы на поверхности. Они обнажаются на водоразделе между реками Косовка и Шопурка, в районе гор Высокий Прийм и Причулка. Мощность толши этих метазффузивных пород различна: на водоразделе г.Высокий Прийм достигает 300 м, а на г.Причулка — всего 150 м.

Кварцевые и полевошпат-кварцевые порфиroidы залегают среди слюдистых, слюдисто-хлоритовых сланцев верхов деловецкой свиты. Часто наблюдаются постепенные и взаимные переходы между порфиroidами и типичными хлорит-слюдистыми, хлоритовыми сланцами, а также обнаружены линзочки, прослой последних среди метазффузивных пород.

Кварцевые и полевошпат-кварцевые порфиroidы плотные, крепкие, массивные или массивно-сланцеватые. Нередко текстура пород полосчато-сланцеватая. Характерная особенность порфиroidов — всегда ярко выраженная реликтовая порфиroidовая структура. Вкрапленники представлены кварцем и полевым шпатом и всегда плотно сцементированы с основной тканью породы. Форма вкрапленников неправильная, линзовидная, но встречаются округлые, угловато-округлые зерна кварца, размером от 0,5–0,2 до 1,0–2,0 мм и 1,0–0,5 мм в поперечнике. Иногда намечается субпараллельная ориентировка вкрапленников. Отмечены порфиroidы, более рассланцованные с большим количеством слюд и хлорита, которые постепенно переходят в разности, сложенные калиевыми минералами, плотно сцементированные и приобретающие кварцитовый облик, но ярко выраженная порфиroidовая структура сохраняется всегда.

В породе обнаружен постоянный структурный рисунок: структура blastoporфиroidовая, иногда blastoporфиroidокластическая с гранобластовой или лепидогранобластовой основной тканью. Характерная особенность структур порфиroidов, отличающих их от порфиroidобластовых структур кристаллических сланцев, — нечеткие края вкрапленников.

Минеральный состав порфировидов отличается качественным постоянством, хотя в количественном отношении различен. Породообразующими минералами являются кварц, полевой шпат, мусковит, реже - биотит, вторичные минералы представлены хлоритом, клиноцоизитом, кальцитом, акцессорные - цирконом и апатитом, рудные минералы редки.

Кварц представлен неправильными или удлинненными зернами. Во вкрапленниках и основной ткани кварц чистый без посторонних включений. Полевой шпат отнесен к олигоклаз-альбиту ($n_g = 1,543 - 1,545$, $n_p = 1,535$) и альбиту ($n_g = 1,538 - 1,540$, $n_p = 1,530$), причем последний чаще встречается в основной ткани. Мусковит распределен в породе равномерно или скопляется в отдельные линзочки. Нередко отдельные чешуйки мусковита растут диагонально сланцеватости, и наблюдаются участки со спутанноволокнистым строением. Биотит представлен редко в форме чешуек, светло-зеленовато-бурых по N_g и плеохроирует до соломенно-желтого по N_p . Хлорит желто-зеленых тонов по N_p и слабо плеохроирует до желтого, соломенно-желтого тона по N_g , интенсивность цвета при плеохроизме сохраняется.

С.Г.Рудаков [47] считает, что первичные лавовые продукты имели состав кварцевых порфиров или кварцевых порфиритов, в результате метаморфизма которых порфироиды образовались. Нет прямых доказательств возрастного положения вулканогенных пород. С.Г.Рудаков ссылается при этом на Т.Крейтнера, по мнению которого порфирогенные породы Восточных Карпат можно сравнивать с девонскими порфирами и прежде всего с порфировым покровом девонских вюрентальских слоев.

Кварц-полевошпатовые туфоиды генетически и пространственно связаны с порфироидами. По внешнему виду они похожи на порфироиды, но при микроскопическом изучении отмечается, что порфиробласты кварца и полевого шпата не всегда так четко, как в порфироидах, выделяются на фоне основной ткани породы. Кварц-полевошпатовые туфоиды характеризуются бластопорфировой структурой с неравномернозернистой гранобластовой или лепидогранобластовой мелкозернистой основной тканью. Неравномернозернистость основной ткани выражена четко, но крупные зерна создают постепенные переходы к вкрапленникам. Слоистые минералы часто врастают во вкрапленники.

Вкрапленники представлены обломочными зернами кварца, плагиоклаза (альбита) и калиевого полевого шпата (микроклина), реже -

мусковитом и биотитом. Вторичные изменения (серицитизация, сосеритизация) характерны для центральной части обломков плагиоклаза. Кварц и калиевый полевой шпат чистые и отличаются свежестью. В неравномерно мелкозернистой ткани туфтоидов обнаружены кварц, альбит, калиевый полевой шпат, серицит, биотит, хлорит, цоизит, кальцит, редко — рудный минерал.

Кроме описанных метавулканических пород в Раховских горах, А.К.Бойко [6] описал альбит-серицитовые туфтоиды. Последние четко отличаются от туфтоидов большим количеством мелкочешуйчатого серицита и значительным рассланцеванием, от серицитовых сланцев — наличием в основной массе обломков калиевых минералов. По минеральному составу альбит-серицитовые туфтоиды не отличаются от туфтоидов, но количественное соотношение породообразующих минералов в них другое. Прежде всего это существенно слюдяные породы, в которых серицит преобладает над другими минералами. Вместе с кварцем и альбитом (причем кварц преобладает) серицит образует мелкозернистый агрегат с гранолепидобластовой структурой. В мелкозернистой массе породы встречается хлорит, в акцессорных количествах отмечены апатит и циркон, а иногда появляется гранат. Относительно крупные зерна представлены альбитом и более редким кварцем, которые кажутся как бы погруженными в мелкозернистый агрегат породы.

Судя по минералогическому составу порфиридов и туфтоидов можно предположить, что они образовались при метаморфизме пород кислого или умеренно кислого состава типа липаритов, липарито-дацитов, дацитов. Альбит-серицитовые туфтоиды могли образоваться из туфтоидов, которые, в свою очередь, формировались за счет песчано-глинистых отложений с примесью пирокластического материала кислых лавовых продуктов.

Пересчет химических анализов (табл.7) по методу Н.П.Семеновского показывает, что породы должны быть отнесены к щелочноземельно-алюмосиликатному ортояду, для которого исходными при метаморфизме породами служат вулканогенные продукты кислого и среднего состава. Некоторые анализы попадают в поле собственно алюмосиликатных пород, что вполне характерно для лейкократовых разновидностей метаморфизованных кислых вулканогенных продуктов [51].

Минеральные ассоциации ортопород

В составе ортопород выделяются амфиболиты и амфиболовые сланцы, биотитовые гнейсы менчульского типа и катаклазированные граниты.

Т а б л и ц а 7

Химический состав порфиринов, вес.%

| Компонент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|--|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|
| <i>SiO₂</i> | 75,53 | 75,77 | 68,62 | 75,65 | 71,19 | 75,81 | 72,85 | 75,52 |
| <i>TiO₂</i> | 0,18 | 0,56 | 0,49 | 0,15 | 0,13 | 0,13 | 0,13 | 0,52 |
| <i>Al₂O₃</i> | 13,52 | 11,96 | 14,48 | 12,89 | 13,39 | 12,09 | 12,01 | 11,65 |
| <i>Fe₂O₃</i> | 0,47 | 0,49 | 1,56 | 0,75 | 3,80 | 1,14 | 1,74 | 0,64 |
| <i>FeO</i> | 0,58 | 2,16 | 2,73 | 0,86 | 0,86 | 0,43 | 0,50 | 1,87 |
| <i>MnO</i> | 0,01 | 0,02 | 0,09 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,04 | 0,04 |
| <i>MgO</i> | 0,31 | 1,25 | 1,83 | 0,65 | 1,41 | 1,25 | 1,59 | 0,92 |
| <i>CaO</i> | 0,28 | 0,56 | 3,22 | 0,42 | сл. | 0,98 | 1,68 | 0,70 |
| <i>Na₂O</i> | 3,68 | 2,18 | 3,18 | 3,47 | 1,27 | 2,18 | 1,97 | 2,42 |
| <i>K₂O</i> | 4,30 | 2,46 | 1,41 | 4,00 | 6,10 | 4,10 | 4,70 | 2,24 |
| <i>P₂O₅</i> | 0,03 | 0,23 | 0,06 | - | - | 0,03 | 0,03 | 0,03 |
| <i>H₂O⁻</i> | 0,06 | 0,07 | 0,07 | 0,09 | 0,11 | 0,08 | 0,07 | 0,07 |
| <i>H₂O⁺</i> | 0,68 | 1,44 | 1,76 | 0,84 | 1,92 | 0,84 | 1,74 | 2,26 |
| <i>CO₂</i> | - | 0,44 | 0,14 | - | 0,07 | 0,70 | 0,61 | 0,92 |
| <i>C</i> | - | 0,07 | - | - | - | - | - | 0,05 |
| Сумма | 99,63 | 99,66 | 99,64 | 99,78 | 99,76 | 100,70 | 99,66 | 99,85 |
| Химические коэффициенты по Н.П.Семененко | | | | | | | | |
| <i>A</i> | 84 | 60 | 47 | 75 | 60 | 64 | 55 | 62 |
| <i>F</i> | 9 | 19 | 19 | 12 | 24 | 11 | 14 | 19 |
| <i>M</i> | 4 | 15 | 15 | 9 | 16 | 16 | 17 | 12 |
| <i>C</i> | 3 | 6 | 19 | 4 | - | 9 | 14 | 7 |
| <i>T</i> | 16 | 38 | 13 | 17 | 34 | 16 | 5 | 34 |
| <i>FM</i> | 13 | 34 | 34 | 21 | 40 | 27 | 31 | 31 |

Примечание: 1 - обр. 42, порфириид, поток Сауляк; 2 - обр. 46, порфириид, поток Сауляк; 3 - обр. 50, порфириид, поток Бол.Банский; 4 - обр. 51, порфириид, поток Бол.Банский; 5 - обр. 52, порфириид, поток Бол.Банский; 6 - обр. 53, порфириид, поток Бол.Банский; 7 - обр. 54, порфириид, поток Бол.Банский; 8 - обр. 59, порфириид, поток Бол.Банский.

Амфиболиты и амфиболовые сланцы представляют собой средне-, редко крупнозернистые породы с характерной массивной или массивно-сланцеватой текстурой. При этом наблюдаются переходы от мас-

сивных амфиболитов до сланцеватых. Амфиболиты характеризуются различным структурным рисунком - от гранонематобластовой до гранолещицобластовой структуры, амфиболовым сланцам свойственна нематобластовая и пойкилонематобластовая структура.

Минеральный состав их следующий: роговая обманка, кварц, полевой шпат, гранат-альмандин, биотит, акцессорные - титанит, циркон, апатит, вторичные - хлорит, мусковит (и серицит), эпидот, кальцит и рудные - шприт, магнетит, титано-магнетит.

Плагиоклаз в виде ксенобластов обнаружен в различных количествах и представлен олигоклазом 15-16% $n_g = 1,558$, $n_p = 1,545$ и альбитом 4-8% $n_g = 1,538+1,540$, $n_p = 1,529+1,530$. Двойникование плагиоклазов происходит по альбитовому и карлсбадскому законам, иногда по эстерельскому. Олигоклаз (а иногда это олигоклаз-андезит) разложен, и продукты разложения представлены серицитом и соссуритом. Обычно развитие по плагиоклазам эпидота, нередко по плагиоклазу развивается кальцит.

Кварц содержит многочисленные точечные включения, но встречаются чистые, прозрачные зерна его со слабеволнистым угасанием. Вторичный кварц выполняет мелкие трещинки в породе и также содержит вросстки роговой обманки и плагиоклаза.

Биотит характеризуется светло-бурым и буровато-зеленым тоном (n_g) и интенсивно плеохроирует до бесцветного, соломенно-желтого (n_p). Показатели преломления $n_g (n_m) = 1,638+1,645$, общая железистость 47-54 мол.%. Биотит в амфиболитах неустойчив и замещается хлоритом.

Обнаружен плеохроизм роговой обманки (резкий у темных и слабый у светлых разностей) в таких тонах: n_g зеленый, темно-зеленый с характерным голубоватым оттенком $\geq n_m$ желто-голубовато-зеленый $> n_p$ соломенно-желтый. Показатели преломления таковы: $n_g = 1,666+1,680$, $n_p = 1,650+1,660$, $n_g - n_p = 0,016+0,022$, $-2V = 75-78^\circ$, $c n_g = 14 \pm 18^\circ$. Некоторые вторичные изменения характерны для роговых обманок, а именно: эпидотизация, хлоритизация, карбонатизация и биотизация. Последнее явление свидетельствует о незначительном приросте калия, возможно при метасоматозе.

Гранат встречается в небольших количествах в виде пойкилопорфириобластов, переполненных вростками кварца, роговой обманки, циркона, апатита, эпидота и других минералов. Показатель преломления граната $n = 1,805-1,810$, что соответствует 80-83 мол.% альмандиновой молекулы. Отметим, что гранаты из амфиболитов наиболее богаты альмандиновым компонентом, т.е. они наиболее железисты.

Эпидот развивается за счет роговой обманки и плагиоклаза. Выделяются разности более железистые ($n_g = 1,760 \pm 1,762$, $n_p = 1,734$; $-2V = 78 \pm 80^\circ$) и менее железистые ($n_g = 1,750 \pm 1,754$, $n_p = 1,726 \pm 1,728$). Железистые разности можно отнести к эпидотам а менее железистые — к клиноцоизиту. При этом отмечается эпидот промежуточного состава, так как эпидотизации одновременно подвергаются роговая обманка и плагиоклаз.

Хлорит является вторичным минералом амфиболитов. При далеко зашедших процессах хлоритизации амфиболиты превращаются в хлоритовые сланцы. Образование хлорита за счет роговой обманки и биотита не вызывает сомнений. Оптические данные хлорита следующие: знак минерала положительный, удлинение отрицательное, $n_g (n_m) = 1,623$. Хлорит зеленый, слабо плеохроирует от светло-зеленых по n_p до светло-соломенно-желтых по n_g тонов. Такой хлорит можно отнести к магнезиально-железистым рипидолитам.

Апатит и циркон отмечены в качестве аксессуарных минералов или вростков в роговой обманке и плагиоклазе. В некоторых разностях амфиболитов апатит встречается в больших количествах; крупные до 0,2–0,4 мм призмочки его равномерно распределены в породе.

Титанит, видимо, образуется при разрушении рудных титаносодержащих минералов, потому что наблюдаются каемки его вокруг зерен титаномagnetита в диафорированных разностях амфиболитов.

Кальцит является вторичным минералом и развивается по трещинкам. Кальцит чистый, прозрачный, не содержит посторонних примесей, замещает ранее описанные минералы, являясь самым поздним по времени образования.

Д.Г.Ткачук и Д.В.Гуржий [63] отмечают значительную изменчивость петрохимического состава амфиболитов, что находит отражение в их минералогическом составе. Вариации петрохимического состава амфиболитов не выходят за рамки основных изверженных пород и проявляют наибольшую петрохимическую близость к базальтам и диабазам. А.К.Бойко [6] считает, что химические анализы амфиболитов по основным числовым характеристикам А.Н.Заварицкого сходны с анализами изверженных пород основного состава, хотя по дополнительным характеристикам несколько отличаются. Этот автор допускает первичноосадочное или вулканогенно-осадочное происхождение той части амфиболитов белопотокской свиты, в которых были обнаружены окатанные зерна циркона.

Биотитовые гнейсы менчульского типа не приурочены к одному какому-либо стратиграфическому горизонту и прорывают различные

горизонты парапород. Лучшее всего их интрузивный характер заметен по падению, отличному от падения вмещающих пород.

Биотитовые гнейсы образуют массив на г. Менчул, который в эрозионном срезе имеет округлую форму. Размеры этого массива по простиранию 2 км, в ширину около 1,0–1,5 км. Кроме того, ортогнейсы прослеживаются от с. Костылевки до с. Кобылецкой Поляны и выступают на поверхности в наиболее приподнятом участке кристаллического массива. От с. Костылевки они простираются вверх по правому склону р. Тиси до устья пот. Тарничин, далее в северо-западном направлении погружаются под молодые породы и снова появляются на г. Камень Клевка. В районе г. Камень Клевка гнейсы образуют в плане тело эллипсоидной формы, протяженностью по длинной оси около 800 м, по короткой – не более 300 м.

Гнейсы крупнозернистые до среднезернистых, с хорошо выраженной сланцеватой или полосчато-сланцеватой текстурой, при этом довольно плотные, массивные. В результате метаморфической сегрегации нередко салические минералы обособляются от темноцветных. Характерной особенностью гнейсов является наличие темных чешуек биотита, хорошо выделяющегося на светлом фоне породы. Распределен биотит равномерно или (как в потоке Тарничин) скопляется в отдельные пятна. Во всей толще ортогнейсов выдерживается одинаковый минеральный состав.

Структура гнейсов среднезернистая, лепидогранобластовая и гранобластовая, но нередки гетеробластовые (от мелко- до среднезернистых) и катакластические структуры. Порфиروبластовый характер структуре породы придадут сноповидные скопления биотита или крупные изометричные зерна граната, обтекаемые слюдистыми минералами.

Минеральный состав ортогнейсов следующий: кварц, полевой шпат, биотит, мусковит; гранат; вторичные – хлорит, клиноцоизит и кальцит; акцессорные – циркон, апатит, титанит; рудные минералы представлены пиритом и магнетитом.

Кварц встречается в значительных количествах; при этом наблюдается некоторая субпараллельная ориентировка удлинённых зерен. Плаггиоклаз представлен олигоклаз-альбитом 12% $Ап$ ($n_g = 1,543$; $n_p = 1,534$). Часто плаггиоклазы сильно серицитизированы, сосерицитизированы и превращены в чистый альбит 2% $Ап$ ($n_g = 1,538$). Плаггиоклазы sdвойникованы по альбитовому и переклиновому законам. На стыке зерен плаггиоклаза и калиевого полевого шпата наблюдаются мirmekиты. Калиевый полевой шпат отнесен к микроклину.

Мусковит и биотит обнаружены вместе. Неизменный биотит характеризуется бурными, ярко-бурными тонами по N_g и интенсивно плеохромует до соломенно-желтого, почти бесцветного по N_p ; $N_g(N_m) = 1,640$.

Слюдистые минералы распределены в породе равномерно, но иногда скопляются в линзочки, параллельные полоски, чередующиеся с таковыми сложенными силикатными минералами. Хлорит генетически связан с биотитом, за счет которого образуется. Зерно биотита ($N_g \approx N_m = 1,650$) с одной стороны обесцвечивается до мусковита, с другой - приобретает оптические свойства хлорита ($N_g \approx N_m = 1,623$). При хлоритизации биотита выделяется железо, которое фиксируется по трещинкам спайности хлорита.

Гранат встречается в виде порфириобластов. Для гранатов $n = 1,785-1,789$, что соответствует 64-66% альмандиновой молекулы.

Клинодоизит развивается за счет плагиоклазов, образуя в зернах последнего идиобластические выделения. Показатели преломления его следующие: $n_g = 1,718+1,724$; $n_p = 1,710+1,712$; $n_g - n_p = 0,008+0,012$; железистость 1-3 мол. %.

Химический состав ортогнейсов [6] позволил отнести их к разнообразным гранитоидам, главным образом к породам типа плагиогранитов и гранодиоритов, реже - к гранитам. Л.Г.Ткачук и Д.В.Гуржий [63] предполагали промежуточное положение ортогнейсов между средними и кислыми изверженными породами. Химический состав биотитового ортогнейса (обр. 37, поток Тарничин) следующий (вес. %):

$SiO_2 = 69,05$; $TiO_2 = 0,68$; $Al_2O_3 = 14,51$; $Fe_2O_3 = 1,51$; $FeO = 1,54$; $MnO = 0,02$; $MgO = 0,85$; $CaO = 3,64$; $Na_2O = 2,54$; $K_2O = 2,73$; $P_2O_5 = 0,23$; $H_2O^- = 0,15$; $H_2O^+ = 1,63$; $CO_2 = 0,10$;

сумма - 99,58. Химические коэффициенты Н.П.Семеновки таковы: $A = 53$, $F = 16$, $M = 8$, $C = 23$, $FM = 24$, $T = 6$, что позволяет отнести породу к щелочноземельно-алюмосиликатным породам орторяда.

Катаклазированные граниты яворникового типа обнаружены в Раховских горах по потокам Яворниковому, Мал.Берлебаш и Тукало. В Чивчинских горах Л.Р.Казаковым [23] встречены небольшие выходы плагиогранитов на левом берегу р.Сараты (приток р.Белого Черемоша), на западном склоне хр.Черного, к юго-западу от пос.Перкалаб. Структура плагиогранитов гипидиоморфнозернистая. Состав такой: кварц, олигоклаз-альбит (12-19% Al_2 , $2V = 88-87^0$), биотит, мусковит, хлорит, встречается калиевый полевой шпат, гранат, сфен,

апатит, рутил, рудные - пирит, магнетит. Л.Р.Казаков считает, что плагиограниты Чивчинских гор отличаются от катаклазированных гранитов яворникового типа как структурой, минеральным составом, так и химическим составом: в раховских катаклазированных гранитах больше кремнекислоты и значительно меньше роль плагиоклазов, в щелочах преобладает содержание калия. Этот автор предполагает, что плагиограниты образовались в нижнемеловую фазу альпийской складчатости.

Катаклазированным гранитам свойствен различный структурный рисунок: структуры лепидогранобластовая, гранобластовая до брекчиевидной, гетеробластовой, катакластической. Состав их такой: кварц, плагиоклаз, микроклин, мусковит, биотит; вторичные минералы представлены хлоритом, серицитом, редко встречаются рудные минералы.

Кварц обнаружен в зернах, различных как по величине, так и по форме. Плагиоклаз серицитизирован, раздроблен или таблочки его деформированы. Отмечены крупные таблочки с узкими полисинтетическими двойниками, принадлежащими альбиту (3-5% A_{17}). Микроклин зафиксирован в крупных таблочках, чистый или слегка побуревший, характеризуется микропертитовым строением, на стыке с зернами плагиоклаза отмечаются мирмециты. Мусковит и биотит встречаются редко. Биотит заметно светлее и замещается буровато-зеленым хлоритом, с которым наблюдается в параллельном сростании.

Л.Г.Ткачук и Д.В.Гуржий [63] характеризуют катаклазированные граниты как породы, пересыщенные кремнеземом и богатые щелочами, среди которых калий преобладает над натрием либо они находятся в равных соотношениях.

Серицитовые филлиты и метаморфизованные известняки с Орловки (Одесская обл.)

Между городами Измаилом и Рени, в с.Орловке, обнаружены коренные выходы серицитовых филлитов и метаморфизованных известняков. Породы эти обнажены карьером видимой мощностью 20-25 м, который отвесной стеной обрывается к плавням Дуная. По возрасту данные породы отнесены к нижнему палеозою [12].

Серицитовые филлиты серые, зеленовато-серые, мелкозернистые, плотные, тонкосланцеватые, с шелковистым блеском на плоскости сланцеватости и матовой поверхностью в поперечном изломе. Иногда у филлитов наблюдается микроплойчатая текстура. В некоторых шту-

фах филлитов видно, что они состоят из микропрослоев слюдистых (до 0,5 мм) и кварцевых (до 1 мм), ритмично чередующихся. Прослой не всегда совпадают со сланцеватой текстурой породы, но в целом согласны.

Филлиты характеризуются постоянным структурным рисунком — это структура однородная микро- или мелкозернистая, grano- или granoлепидобластовая. Серицит равномерно распределен в породе или скопляется в виде прослоев-линзочек. Трещинки и ослабленные зоны в породе залечиваются вторичным чистым, прозрачным кристаллическизернистым кварцем с нормальным угасанием.

Состав филлитов такой: кварц, серицит и альбит, иногда различаются мелкие чешуйки хлорита и одинокие ромбовидные зерна ожелезненного с краев доломита. В основном порода сложена мелкими зернышками кварца и альбита и разным количеством зеленоватых чешуек серицита. В тяжелой фракции филлитов обнаружены пирит, гематит, апатит, гранат, возможен ставролит. Термограммы глинистой фракции филлитов показывает картину гидрослюдистых минералов.

Серицит равномерно распределен или скопляется в отдельные прослой-линзочки, нередко заохранные бурыми окислами железа. Серицит характеризуется резкой псевдоабсорбцией и идиоморфным внешним видом. Хлорит зеленый и слабо плеохроирует в зеленых (Np) и желтовато-бурых тонах (Mg), слабо отличим от серицита, с которым наблюдается в параллельном срастании. Кварц чистый, свежий, зернышки его и альбита плотно соприкасаются друг с другом.

Химический состав серицитового филлита (с. Орловка, карьер) следующий (вес.%): $SiO_2 = 72,75$; $TiO_2 = 0,35$; $Al_2O_3 = 12,35$; $Fe_2O_3 = 0,83$; $FeO = 4,38$; $MnO = 0,05$; $MgO = 2,49$; $CaO = 0,56$; $Na_2O = 1,00$; $K_2O = 2,00$; $H_2O_{зигр} = 0,20$; п.п.п. = 2,50; $CO_2 = 0,38$; сумма — 99,84. Пересчет анализа по методу Н.П. Семененко [51] показывает (химические коэффициенты: $A = 46$, $F = 27$, $M = 23$, $C = 4$, $T = 60$, $FM = 50$), что серицитовый филлит относится к алюмосиликатным породам, точнее — к железисто-магнезиально-алюмосиликатному изохимическому ряду метаморфических парапород, исходными продуктами для которых могли быть железистые глинистые осадки с примесью алевритового обломочного материала. Высокое значение коэффициента избыточного глинозема ($T = 60$) свидетельствует о том, что не весь глинозем связан в полевых шпатах — он наблюдается в сериците и хлорите, которые встречаются в породе в достаточных количествах.

В серицитовых филлитах, согласно со сланцеватостью, отмечены прожилки (иногда это просто линзы) молочно-белого кварца, несколько заохренного бурными окислами железа. Мощность прожилков не превышает 15–25 см. Согласно анализу молочно-белого кварца (пробы 35, 35А, 35Б), в Лаборатории пробирного анализа ИГФМ АН УССР, золото и серебро не обнаружены. По валовой пробе из серицитового филлита в Лаборатории абсолютного возраста ИГФМ АН УССР (Ф.И.Котловской) определен абсолютный возраст в 360 млн. лет ($K = 1,10\%$, $Ar^{40}10^{-7} = 0,299$), соответствующий границе карбона-девона.

Метаморфизованные известняки располагаются в толще филлитов согласно и образуют прослой-линзы мощностью 0,3–0,5 м. Известняки темно-, коричневато-серые, мелко- или микрозернистые, плотные и массивно-сланцеватые (грубосланцеватые) породы, нередко с раковистым изломом. Иногда известняки становятся тонкосланцеватыми; сланцеватость обусловлена тонкими прослоями серицитового (или гидромусковитового) материала. На таком изломе известняки приобретают серебристо-зеленоватый оттенок и шелковистый блеск. Разноориентированные трещинки (мощностью до 1–3 мм) выполнены молочно-белым кристаллическим кальцитом.

Известняки характеризуются мелкозернистой или гетеробластовой структурой. Состав их следующий (%): кальцит (до 80), кварц (15–20), плагиоклаз (до 5–10), в малых количествах на некоторых участках встречаются мусковит, хлорит, доломит.

Кальцит представлен зернами размером 0,2–0,5 мм, но встречаются скопления более крупных кристаллообластов. Такие кристаллообласты представлены кальцитом с характерным полисинтетически двойниковым строением и лапчатой формой зерен, чистых, без посторонних включений. Кристаллообласты кальцита всегда ведут себя идиоморфно по отношению к кварцу, чего нельзя отметить во взаимоотношениях кварца и кальцита вообще. Оптические данные кальцита таковы:

$n_o = 1,662 \pm 0,002$, т.е. показатель преломления несколько выше.

Кварц представлен изометрическими зернами, по размеру уступающими зернам кальцита. Для него характерно нормальное или слабоболнистое угасание, идиоморфный вид, что свидетельствует об аутигенном происхождении. Кварц чистый, без посторонних включений, $n_g = 1,551 + 1,552$, $n_p = 1,542 + 1,544$.

Плагиоклаз представлен альбитом (см. табл. 8), размер зерен которого не превышает таковой зерен кварца. Альбит чистый, без посторон-

Состав плагиоклаза из метаморфизованного известняка (обр. 34)

| Координаты D_0 | | | Символ | Номер плагио- клаза |
|------------------|-------|-------|--------|------------------------|
| n_g | n_m | n_p | | |
| 10 | 83 | 84 | 1 IOI | 13 |
| 15 | 86 | 76 | 1 OIO | 12 |

них включений, отличается своим полисинтетически двойниковым строением.

Порода претерпела метаморфическую перекристаллизацию, при этом кварц, альбит и кальцит образовались одновременно. Такую породу можно назвать кварц-кальцитовым метаморфизованным известняком (или мрамором).

Химический состав метаморфизованного известняка (с. Орловка, карьер) следующий (вес.%): $SiO_2 = 53,43$; $TiO_2 = 0,08$; $Al_2O_3 = 2,42$; $Fe_2O_3 = 0,94$; $MnO = 0,62$; $MgO = 0,73$; $CaO = 22,68$; $Na_2O = 0,48$; $K_2O = 0,26$; $P_2O_5 = 0,03$; $H_2O^- = 0,12$; $H_2O^+ = 8,18$; $CO_2 = 9,72$; сумма - 99,69. Пересчет анализа по методу Н.П. Семеновко [51] показывает (химические коэффициенты: $A = 5$, $F = 2$, $M = 4$, $C = 89$, $FM = 6$), что это типичная порода глиноземисто-известкового ряда.

МЕЗОЗОЙСКИЕ ОСАДОЧНЫЕ И МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ ПОРОДЫ

В настоящем разделе приведена характеристика осадочных, эффузивно-осадочных, изверженных, метаморфических и метаморфизованных пород, участвующих в строении триас-юрских толщ. При петрографическом описании основное внимание уделено минеральному составу, взаимоотношению между минералами, текстуре и структуре пород.

Терригенно-карбонатные породы триаса

Отложения триаса представлены терригенно-карбонатным комплексом пород. В возрастном отношении нижняя терригенная толща соответствует нижнему триасу, карбонатная - среднему, карбонатно-терригенная - верхнему. Иногда в триасе встречаются кремнистые и метаморфизованные породы.

Обломочные породы

Обломочные породы триаса представлены конгломератами, конгломерато-брекчиями, гравелитами, песчаниками разной зернистости. Терригенная толща в возрастном отношении принадлежит нижнему триасу и по своему стратиграфическому положению и составу напоминает развиту в Западных Карпатах свиту "веррукано". Нижнетриасовые отложения залегают на палеозойских кристаллических сланцах с резким угловым несогласием, в основании часто отмечены конгломерато-брекчия с многочисленными обломками кристаллических сланцев.

Среди обломочных пород триасового возраста выделяются конгломераты и конгломерато-брекчия, гравелиты и гравелитовые песчаники, песчаники.

Конгломераты и конгломерато-брекчия являются наиболее низким стратиграфическим горизонтом триаса и описаны на г.Соймул (Раховские горы) и в междуречье рек Перкалаба - Сараты и в потоках Бол.Прелучный и Широкий (Чивчинские горы). В.И.Славин и И.М.Афанасьева описывали крупнообломочные породы в Раховских горах, в потоке Красный Плес.Здесь конгломерато-брекчия залегают с угловым несогласием на древних кристаллических породах и сверху сменяются конгломератами. Это серые, плотные породы, сложенные раздробленными и вытянутыми в одном направлении обломками молочно-белого и светло-серого полупрозрачного кварца размером 1-4 см. Цементирующий материал представлен темно-серой филлитоподобной массой.

На г.Соймул нижнетриасовые отложения залегают с резким угловым несогласием на кристаллических сланцах и представлены конгломерато-брекчиями темно-, зеленовато-серого и зеленовато-розового цвета. Зеленовато-розовая конгломерато-брекчия с обломками кристаллических сланцев встречена в потоке Бол.Прелучный, в основании нижнетриасового комплекса пород и на г.Соймул. Кроме того, среди триасовых пород распространен белый кварцевый конгломерат, который описан из потоков Широкий и Бол.Прелучный.

Темно-, зеленовато-серая конгломерато-брекчия плотная, массивная, залегают с видимым угловым несогласием на кристаллических сланцах (видимая мощность ее 4-5 м) и постепенно переходит в грубосланцеватую разность, иногда с коричневатым оттенком (мощность 2-3 м).

Порода состоит из обломочного материала и цемента. Обломочный материал составляет около 60-80% состава породы и представлен кварцем, мусковитом и обломками пород - мусковит-кварцевых

сланцев, кварцитов и кварцитовых сланцев, реже — микрокварцитов; встречаются калиевый полевой шпат (микроклин) и плагиоклаз (олигоклаз, редко андезин). Отмечен аутигенный кварц. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, турмалином, пиритом, рудным минералом, кальцитом.

Кварц обнаружен в количествах до 20–30% состава обломочного материала и представлен обломками, различными по величине и окатанности. Для кварца характерно угасание волнистое, мозаичное (кластогенный кварц), и в то же время встречаются зерна чистые, прозрачные, с нормальным или слабоволнистым угасанием (аутигенный кварц). Нередко кварц корродируется кальцитом.

Мусковит отмечен в разных количествах (от 2–5 до 20–30% состава обломочного материала). Представлен мусковит равномерно распределенными в породе чешуйками разного размера. Обнаружен мусковит со слабой интерференционной окраской в виде "рыхлых" чешуек и мусковит с нормальной интерференционной окраской — такой, какой она наблюдается в тех же обломках пород. Видимо, различны пути их образования или степень вторичного изменения. Чешуйки деформированы, изогнуты, гаснут волнисто, нередко наблюдается некоторая их субпараллельная ориентировка.

Мусковит-кварцевые сланцы в виде обломков размером 1,5–2,5 см и более встречаются наиболее часто. Структура пород в обломках лепидогранобластовая, а состав исчерпывается кварцем, кислым плагиоклазом, мусковитом, редкими зернами апатита, циркона, турмалина.

Кварциты и кварцитовые сланцы встречаются реже и от мусковит-кварцевых сланцев отличаются меньшим распространением слюд и степенью рассланцованности. Микрокварциты встречаются в виде мелких округлых обломков.

Цемент конгломерато-брекчии карбонатный со значительной примесью глинистого и обломочного материала. Карбонат в цементе представлен мелко- или среднезернистым кальцитом, но нередко выделяются крупные зерна чистого аутигенного кальцита. Терригенный материал исаммитовой размерности представлен кварцем и мусковитом, встречаются полевые шпаты.

Зеленовато-розовая конгломерато-брекчия залегает стратиграфически выше темно-зеленой, зеленовато-серой конгломерато-брекчии или на кристаллическом комплексе с видимым угловым несогласием. Конгломерато-брекчия крепкая, плотная, хорошо сцементированная, с характерной разнозернистой псефитовой структурой и беспорядочной или грубосланцеватой текстурой.

Порода состоит из обломочного материала и цемента. Обломочный материал составляет до 80–90% состава породы и представлен обломками пород – мусковит-кварцевых сланцев, кварцитов сланцев и кварцитов, известняков и песчаников, отдельных зерен кварца, плагиоклаза (олигоклаза), мусковита, микроклина. Размер обломков 2–3 см и более, преобладают обломки кристаллических пород.

Мусковит-кварцевые сланцы составляют до 70–80% всего состава эластического материала. Размер обломков до 1–2 см, степень окатанности различная. Структура мелко- или среднезернистая, лепидогранобластовая, состав исчерпывается кварцем, плагиоклазом, мусковитом, текстура сланцеватая.

Кварциты и кварцитовые сланцы менее окатаны и представлены удлиненными или остроугольными обломками. Структура их гранобластовая или лепидогранобластовая, состав следующий: кварц, мусковит, редко – хлорит, плагиоклаз.

Известняки образуют крупные, часто округлые обломки. По составу различаются чистые известняки и слюдясто-кварцевые. В последних мусковит и кварц представлены обломочными зернами.

Песчаник в виде обломка встречен в единичном случае. Кластический материал песчаника представлен кварцем, плагиоклазом, а цемент порового или контактово-порового типа карбонатно-глинистый по составу. Обломок песчаника характеризуется размером до 1 см, хорошо окатан.

Кварц кластогенный, но встречается чистый, свежего вида кварц с нормальным или слабоволнистым угасанием и четкими краями зерен, который мог образоваться в самой породе. Плагиоклаз редок, но встречается в крупных зернах до 0,5–1 мм, довольно свежий и отвечает по составу олигоклазу. Мусковит обнаружен в форме мелких и крупных чешуек, нередко деформированных, изогнутых.

Цемент конгломерато-брекчий глинисто-карбонатный, иногда (там, где порода приобретает розовую окраску) отмечены бурные окислы железа. В цементе всегда много обломочных зерен псаммитовой размерности, которые также цементируют породу.

Белый кварцевый конгломерат крепкий, плотный, массивный, хорошо сцементирован. Обломки хорошо окатанного кварца (молочно-белого, серого или водяно-прозрачного, бесцветного) характеризуются субпараллельной ориентировкой удлиненных галек кварца. В последнем случае обнаружена толстоплитчатая отдельность конгломерата.

Обломочный материал составляет около 70–80% всего состава породы и представлен в основном кварцем хорошей или средней ока-

танности размером от 0,5 до 2-5 см в диаметре, который выделяется на светло-розовом фоне цемента. Цемент розовый или молочно-белый, также кварцевый, с небольшой примесью слюдястого материала (мусковита, хлорита).

Гравелиты и гравелитовые песчаники распространены нешироко и обнажаются в Чивчинских горах, в потоке Бол.Прелучном и в междуречье рек Перкалаб-Сарата, вместе с конгломератами и конгломерато-брекчиями.

Породы серые, темно-серые, крепкие, плотные. Под микроскопом видно, что они состоят из кластического материала и цемента. Кластический материал составляет до 80% всего состава породы и представлен кварцем, мусковитом, реже встречаются плагиоклаз (олигоклаз) и микроклин, акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, турмалином, редко гранатом и рутилом, обломками пород - кварцево-слюдястых сланцев.

Кварц представлен зернами угловатыми, полуокатанными с характерным волнистым угасанием, иногда переполненными точечными включениями. Но отмечен чистый, прозрачный, без примесей аутигенный кварц. Его оптические данные таковы: $n_g = 1,552$; $n_p = 1,540 + 1,544$.

Мусковит встречается в форме чешуек, часто деформированных, изогнутых и волнисто гаснущих. Размер и толщина чешуек различные, ориентировки их не наблюдаются.

Плагиоклаз соответствует олигоклазу, а калиевый полевой шпат - микроклин.

Обломки кварц-слюдястых сланцев угловаты или полуокатаны. Состав их исчерпывается кварцем, мусковитом и хлоритом, а структура гранолецидобластовая, мелкозернистая, текстура сланцеватая.

Цемент гравелитов и гравелитовых песчаников кварц-слюдястый, по типу цементации поровый или контактово-поровый, редко - базальный. Структура псаммитовая или псефито-псаммитовая, текстура беспорядочная.

Песчаники распространены нешироко, но в Чивчинских горах (на водоразделе рек Перкалаба и Сарата, в потоках Бол.Прелучном, Широком) развиты в достаточной степени.

Песчаники серые, темно-, светло-серые до бурых, коричневатобурых, буровато-серых, светло-бурых. Породы крепкие, плотные, имеют кварцитовидный облик. Иногда песчаники доломитизированы (поток Бол.Прелучный), причем доломит развивается в виде пятен, про-

жилков в породе. Встречаются рассланцованные песчаники, тонко-плитчатые.

Песчаники состоят из кластического материала и цемента. Кластический материал составляет 80–95% состава породы и представлен кварцем, плагиоклазом (олигоклаз–андезином), калиевым полевым шпатом (микроклином), мусковитом, хлоритизированным биотитом, редкими обломками филлитовидных сланцев, в качестве аксессуарных минералов отмечены апатит, циркон, турмалин, рутил, гранат, пирит и другие рудные минералы.

Кварц составляет до 80–90% кластического материала и представлен угловатыми, полуокатанными обломочными зернами с $n'_g = 1,555$, $n'_p = 1,546$, переполненными точечными включениями. Отмечен чистый, прозрачный кварц с $n'_g = 1,551$, $n'_p = 1,544$. Размер зерен кварца различен.

Плагиоклаз представлен олигоклазом с $n'_g = 1,545$, $n'_p = 1,538$ (15–17% An), редко встречается олигоклаз–андезин с $n'_g = 1,557$ (37–38% An), обнаружен альбит. Плагиоклаз переполнен точечными включениями, серицитизирован. Калиевый полевой шпат редок и представлен микроклином.

Мусковит встречен в виде чешуек разного размера изогнутых, деформированных и волнисто гаснущих. Можно выделить две разновидности мусковита: одна представлена крупными хорошо индивидуализированными чешуйками с нормальной и высокой интерференционной окраской, с достаточно четкими краями зерен, другая – мелкими или крупными зернами с образованными корродированными краями и низкой интерференционной окраской. Между этими разновидностями существуют постепенные переходы. Оптические данные мусковита следующие: $n_g (n_m) = 1,583–1,585$. Биотит хлоритизированный, очень изменен. Плеохроирует в слабо-бурых тонах.

Структура песчаников крупно-, средне- и мелкозернистая псаммитовая, нередко при малом количестве цементирующей массы она приближается к мозаичной или гранобластовой, гранолепидобластовой; текстура беспорядочная, массивная или слабоориентированная, грубосланцеватая.

Цемент песчаников гидрослюдистый, кварц–слюдистый, нередко в цементе в значительном количестве встречаются бурые окислы железа и доломит. По типу цементации цемент контактовый, контактово–поровый, поровый, редко – базальный.

Карбонатные породы

Карбонатные породы представлены доломитами и известняками. Они принадлежат среднему триасу, реже наблюдаются в составе пород нижнего и верхнего триаса. Известняки и доломиты залегают без видимых угловых и стратиграфических несогласий на отложениях нижнего триаса, а там, где последних нет, карбонатные породы залегают на домезозойских кристаллических сланцах.

Доломиты среди триасовых отложений развиты широко, и это дало основание В.И.Славику назвать триас "доломитовой эпохой" Карпат. Доломиты устойчивы к процессам выветривания и отчетливо выделяются своими мощными скальными выходами — бердами; отличаются массивной текстурой и светлыми тонами.

По составу различаются чистые доломиты без посторонних примесей и с примесью псаммитового или слюдястого материала — песчаные, слюдястые или слюдясто-песчаные доломиты и доломиты кремнедевые; по структурно-текстурным признакам можно различать доломиты от крупно-, среднезернистых до мелко-, крипто-, тонко-, равномерно- и неравномернозернистых до рассланцованных и брекчированных разновидностей.

Доломиты чистые развиты во многих местах Раховских (в районе г.Камень Клевка, урочище Рударня мощностью до 30 м и на горах Темпа и Кобыла) и Чивчинских гор (междуречье рек Перкалаб — Сарата и поток Бол.Прелучный, здесь мощность доломитов достигает 50—60 м).

Доломиты характеризуются светлыми тонами — серые, светло-серые, светло-буровато-, желтовато-буровато-, желтовато-серые, плотные, крепкие, с массивной текстурой. В брекчированных разновидностях окраска доломитов неравномерная, пятнистая. Доломиты трещиноваты, трещинки разной мощности (от 0,3—0,5 до 1—1,8 мм), ориентировки выполнены белым и бесцветным кристаллически зернистым кальцитом. Иногда сложение доломитов полосчатое.

Доломиты сложены более или менее изометричными или прямоугольными и ромбовидными зернами минерала доломита. Судя по показателю преломления, минерал доломит относится к маложелезистым разновидностям: $n_o = 1,680 \pm 0,002$, $n_e = 1,500+1,502$, $n_o - n_e = 0,180$. Минерал доломит образует изометричные с прямолинейными ограничениями зерна, которые не уступают по размеру кальциту в известняках. Из терригенных минералов отмечены обломки кварца, полевого шпата, эпигенетические минералы представлены только пиритом. Аллотигенная примесь не превышает 2—3% всего состава породы и равно-

мерно распределена в породе или скопляется в виде отдельных прослоев, пятен.

Доломиты нередко характеризуются неравномерной зернистой мозаичной или гетеробластовой структурой, которая появилась вследствие широко проявившегося процесса перекристаллизации (или мраморизации) доломитов. Поэтому значительно перекристаллизованные доломиты можно относить к мраморизованным разностям, в которых тем не менее могут сохраняться неперекрытые участки с обычной структурой.

Доломиты слюдясто-песчаные, слюдястые и песчаные развиты нешироко, встречаются в Раховских (г.Кобыла) и Чивчинских (поток Бол.Прелучный) горах. Между этими разностями существуют взаимные переходы как в количественном, так и в качественном соотношении минералов.

В потоке Бол.Прелучном слюдясто-песчаные доломиты залегают на песчаниках и гравелитах триаса и постепенно вверх сменяются неравномерной зернистыми (или мраморизованными) доломитами. Слюдясто-песчаные доломиты плотные, крепкие, с намечающейся грубо-сланцеватой текстурой, обусловленной субпараллельными прослойками слюдястых минералов и такими же слоистыми скоплениями терригенного кварца. Цвет доломитов несколько различен: светло- и желтовато-лиловый. Структура их мелко-, среднезернистая гранобластовая или лепидогранобластовая, текстура или массивная, или грубосланцеватая, иногда отмечены брекчированные разности. Терригенная примесь распределена в доломитах неравномерно, содержание ее различно: от 3-5 до 10-15% всего состава. Обломочные минералы представлены кварцем, мусковитом, редко - плагиоклазом, цирконом, апатитом. Кварц обнаружен в виде зерен или обломков разного размера и выделяется волнистым угасанием и наличием точечных включений. Оптические данные таковы: $n'_g = 1,550-1,552$, $n'_p = 1,545$. Мусковит представлен разноразмерными чешуйками, изогнутыми и волнисто гаснущими.

Доломиты окварцованные описаны И.М.Афанасьевой в Раховских горах, на горах Темпа, Соймул и Кобыла. На г.Соймул доломиты залегают на яшмах, мощность их 20-60 м, на г.Темпа они представлены 10-20-метровой толщей брекчированных и рассланцованных доломитов, а на г.Кобыла их мощность едва достигает 10 м, и они представляют собой прослои среди мраморизованных доломитов. Для окварцованных доломитов характерна неравномерная пятнистая окраска

в серых, розовых и желтоватых тонах. Доломиты г.Кобыла представлены серыми, плотными, полосчатыми породами, в которых полосчатость обусловлена чередованием прослоев, темно- и светлоскрашенных. Для этих доломитов характерна мозаичная структура и брекчиевидная или сланцеватая текстура. Количество аутигенного кварца в доломитах достигает 30–40% всего состава породы. На г.Соймул в окварцованных доломитах наблюдаются прослой плотного буровато-серого фосфатного вещества. В окварцованных доломитах отмечено развитие талька, который образует серебристо-белые с зеленоватым оттенком, жирные наощупь тонкочешуйчатые агрегаты с перламутровым блеском.

Известняки описаны из западного склона г.Кобыла, где достигают максимальной мощности 80–90 м, а также из района г.Соймул (мощность 20–30 м). По составу различаются (табл.9) чистые известняки без посторонних примесей и с примесью псаммитового материала – песчаные известняки; кроме того, отдельно выделяются окремненные известняки.

Для известняков характерны неравномернозернистые структуры, которые могли быть следствием широко проявившегося процесса перекристаллизации (или мраморизации). Поэтому значительно перекристаллизованные разности можно отнести к мраморовидным известнякам (возможно, даже мраморам).

Известняки чистые развиты во многих местах как Раховских (по левому берегу р.Тисы, пос.Красный Плес), так и Чивчинских гор (междуречье Перкалаб – Сарата). Известняки описаны из западного склона г.Кобыла, где вскрыты канавами, видимая мощность их 20–30 м.

Известняки серые, темно- или светло-, желтовато-серые, плотные, крепкие, плитчатые и рассланцованные. Известняки рассекаются многочисленными разно ориентированными прожилками молочно-белого кристаллического кальцита.

Породы характеризуются от микро- до мелкокристаллической, равномернозернистой структурой, при этом часто наблюдается четкая субпараллельная ориентировка удлинённых зерен кальцита. Изредка отмечаются участки со ступчатой структурой, выражающейся в появлении темных пятен криптокристаллического кальцита. Отмечаются криптокристаллические разности известняков.

Состав известняков исчерпывается кальцитом и кварцем, изредка встречаются слюда и рудный минерал (пирит). Кварц отмечается

как кластический, так и аутигенный. Наблюдаются мелкие трещинки, выполненные чистым, прозрачным кварцем.

Несколько отличны известняки из района г. Камень Клевка (Раховские горы, урочище Рударня). Здесь они обнажаются небольшим карьером мощностью до 10–15 м. Известняк всегда светлый, но разных оттенков – серый, медово-желтый, коричневый, розоватый. Известняк очень трещиноват, трещинки самой различной мощности (но в пределах 3–5 см) и ориентировки, выполнены молочно-белым или водяно-прозрачным кальцитом. Иногда кальцит в трещинках образует крупные, хорошо индивидуализированные кристаллы и друзы. Изредка эти трещинки или зоны дробления выполняются мясо-красным, охристым лимонитом. В известняках содержатся органические остатки: в одних случаях эти остатки похожи на стебли криноидей, в других – явные обломки ракушек.

Известняки характеризуются микрозернистой структурой, которая нередко осложняется ступчатой структурой, выражающейся в появлении пятен, ступчатых крипозернистого или, наоборот, мелкозернистого кальцита (т.е. более крупных зерен, чем порода). Из других участков карьера наблюдаются известняки с более сложным структурным рисунком: появляются одновременно ступчатые и органогенные структуры. Состав известняков исчерпывается кальцитом, размер и форма зерен которого различны, встречаются доломит, кварц.

Известняки песчаные встречены на г. Кобыла; мощность их не превышает 1,5–2 м. Породы плотные, крепкие, массивные или (иногда) сланцеватые, серые – темных и светлых оттенков. Структуры аналогичные структурам чистых известняков, только преобладают средне- до крупнозернистых разновидности. На отдельных участках в известняках появляются брекчиевидные структуры, и, кроме кластических кварца и полевого шпата (количество которых достигает 30–40% всего состава породы), встречаются обломки пород – слюдисто-кварцитовых сланцев и кварцитов псаммитовой размерности.

Кварц представлен зернами различной величины, характеризуется волнистым и мозаичным угасанием, точечные включения располагаются по микротрещинкам или равномерно переполняют все зерно. Отмечен аутигенный кварц, который отличается свежим видом и формой зерен. Полевой шпат в количественном отношении уступает кварцу и представлен олигоклазом, олигоклаз-альбитом двойникованным, нередко разрушен, таблички его имеют неровные края.

Химический состав триасовых пород, вес.%

| Компонент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|--------------|-------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|
| SiO_2 | 14,35 | 62,80 | 70,35 | 78,68 | 70,93 | 12,87 | 85,96 |
| TiO_2 | 0,15 | 0,47 | 0,27 | 0,32 | 0,35 | 0,17 | 0,15 |
| Al_2O_3 | 1,84 | 17,60 | 18,97 | 9,47 | 11,15 | 4,80 | 4,79 |
| Fe_2O_3 | 1,27 | 0,87 | 1,52 | 1,59 | 7,66 | 1,50 | 1,90 |
| FeO | 1,04 | 3,17 | 1,87 | 1,30 | 1,73 | 0,72 | 1,44 |
| MnO | 0,28 | 0,04 | 0,04 | 0,03 | 0,14 | 0,06 | 0,08 |
| MgO | 1,64 | 1,41 | 1,19 | 1,30 | 1,41 | 4,23 | 0,91 |
| CaO | 41,86 | 2,66 | 2,38 | 0,84 | 0,56 | 38,78 | 1,12 |
| Na_2O | 0,46 | 1,80 | 3,00 | 0,40 | 0,22 | 0,10 | 0,45 |
| K_2O | 0,80 | 4,00 | 2,33 | 3,35 | 3,01 | 1,40 | 1,00 |
| P_2O_5 | 0,03 | 0,13 | 0,07 | 0,04 | 0,10 | 0,07 | 0,07 |
| S | 0,03 | 0,05 | 0,93 | 0,08 | 0,09 | 0,12 | 0,05 |
| $H_2O_{изг}$ | 0,06 | 0,07 | 0,08 | 0,06 | 0,03 | 0,02 | 0,07 |
| П. п. п. | 3,06 | 3,52 | 1,71 | 1,82 | 2,03 | 3,49 | 1,23 |
| CO_2 | 32,96 | 1,49 | 0,93 | 0,61 | 0,48 | 31,60 | 0,83 |
| Сумма | 99,83 | 100,09 | 99,74 | 100,39 | 99,84 | 99,83 | 99,95 |

Примечание: 1 - конгломерато-брекчия известковая, обр. К-24, А, г.Соймул; 2 - хлорит-слюдистый сланец, обр. К-25, г.Соймул; 3 - хлорит-слюдистый сланец, обр. К-27, г.Соймул; 4 - кремнистый сланец, обр. К-28, г.Соймул; 5 - кремнистый сланец, обр. К-29, г.Соймул; 6 - известняк, обр. К-30, г.Соймул; 7 - яшма, обр. К-59, г.Кобыла; 8 - известняк, обр. К-60, г.Кобыла; 9 - аргиллит, обр. К-61, г.Кобыла; 10 - известняк, обр. К-62,

Из района г.Соймул описаны песчаные известняки (мощностью до 20-30 м), которые залегают на брекчии с обломками серицитовых и серицит-кварцевых сланцев и перекрываются яшмами. Известняки пестрые, массивные и на отдельных участках характеризуются брекчиевидной структурой. В.И.Славин в этих известняках обнаружил обломки члеников криноидей, пелеципод, брахиопод и мшанок плохой сохранности.

Таблица 9

| 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 |
|-------|-------|--------|--------|-------|--------|--------|-------|-------|
| 25,72 | 63,79 | 0,47 | 6,49 | 4,93 | 26,90 | 58,10 | 18,86 | 19,72 |
| 0,27 | 0,62 | - | 0,06 | 0,02 | 0,38 | 0,81 | 0,16 | 0,18 |
| 3,35 | 15,87 | 0,37 | 1,64 | 1,24 | 11,53 | 19,02 | 4,31 | 3,86 |
| 1,85 | 0,32 | 0,40 | 0,88 | 0,18 | 3,85 | 6,44 | 0,89 | 0,61 |
| 1,15 | 8,31 | - | 1,00 | 0,36 | 0,86 | 1,58 | 1,72 | 1,58 |
| 0,34 | 0,07 | - | 0,14 | 0,30 | 0,14 | 0,02 | 0,08 | 0,07 |
| 2,63 | 2,20 | 1,06 | 16,29 | 0,90 | 4,21 | 2,44 | 0,50 | 0,54 |
| 34,16 | 3,64 | 54,32 | 31,08 | 50,40 | 23,80 | 0,98 | 39,54 | 39,47 |
| 0,98 | 0,90 | 0,10 | 0,10 | 0,20 | 0,20 | 0,40 | 0,50 | 0,40 |
| 0,75 | 3,01 | - | 0,40 | 0,30 | 3,70 | 6,66 | 0,80 | 0,80 |
| 0,07 | 0,10 | 0,07 | 0,01 | 0,02 | 0,05 | 0,09 | 0,04 | 0,01 |
| 0,06 | 0,03 | 1,06 | 0,06 | 0,01 | 0,06 | 0,07 | 0,41 | 0,38 |
| 0,05 | 0,08 | - | 0,06 | 0,30 | 0,35 | 0,35 | 0,08 | 0,23 |
| 2,51 | 3,24 | - | 0,20 | 0,65 | 4,13 | 3,63 | 2,05 | 0,98 |
| 26,02 | 2,69 | 43,09 | 42,00 | 40,00 | 20,00 | 0,44 | 30,00 | 31,00 |
| 99,91 | 99,87 | 100,94 | 100,41 | 99,81 | 100,16 | 100,03 | 99,94 | 99,83 |
| | | 0,53 | 0,03 | | 0,03 | 0,03 | 0,20 | 0,19 |
| | | 100,41 | 100,38 | | 100,13 | 100,00 | 99,74 | 99,64 |

г.Кобыля; 11 - доломит, обр. К-87, поток Бол.Прелучный; 12 - известняк, обр. К-88, поток Бол.Прелучный; 13 - известняк глинистый, обр. К-90, поток Бол.Прелучный; 14 - аргиллит, обр. К-91, поток Бол.Прелучный; 15 - известняк, обр. 96-А, г.Камень Клевка (пра); 16 - известняк, обр. К-96В, г.Камень Клевка (пра). Анализы 1-10 выполнены Л.Н.Гождзинской; 11-16 - Б.В.Мирской.

Известняки кремнеземе описаны И.М.Афанасьевой по потоку Крестовому (Чивчинские горы). Известняки представляют собой чередование зеленовато-серых и лиловых прослоев, давленные и перемятые. Иногда в известняках наблюдаются слюдяные прослои. Структура пород катакlastическая, равномернозернистая, слюдяные прослои характеризуются микролепидобластовой структурой. Текстура сланцеватая. Аутигенные минералы представлены кварцем, альби-

том, хлоритом, магнетитом, кластогенные - кварцем, мусковитом и акцессорными минералами. Химические анализы свидетельствуют о высоком содержании кремнезема (39,08-51,15%), отмечено повышенное содержание глинозема (8,88-11,10%). При переходе от пород зеленого цвета к лиловым увеличивается содержание Fe_2O_3 и уменьшается содержание FeO .

Окремнелые известняки встречены на г.Кобыла. Эти известняки светло- или темно-серые, крепкие, плотные, на отдельных участках обнаружена сланцеватая текстура. Многочисленные разноориентированные трещинки выполняются кристаллическим кальцитом. Под микроскопом у известняков обнаружена мелко-, равномернозернистая структура. Состав исчерпывается кальцитом и кварцем. Встречен как обломочный кварц (до 5-10% всего состава породы), так и аутигенный (до 15-20% всего состава породы). Аутигенный кварц как бы пропитывает породу; он чистый, свежий и развивается по ослабленным зонам известняка, окремняя его.

Кроме описанных известняков на г.Соймул встречены несколько отличные известняки, которые условно названы слоистыми известняками. Эти известняки залегают на конгломерато-брекчиях триаса или на размытой поверхности кристаллических сланцев, мощность их не превышает 2-3 м. Известняки темно-серые до черных, крепкие, плотные с отчетливой и характерной слоисто-сланцеватой текстурой. Слои представляют собой чередование темно-серого известняка (который явно преобладает) и мелких прослоев желтых и коричневых кварц-слюдистых (мощность до 1,0-1,6 мм). Под микроскопом это обособление еще четче выражено: обычный перекристаллизованный известняк средне- или крупнозернистый с гранобластовой структурой чередуется с прослойками серицит-кварцевого сланца с мелкозернистой, лепидогранобластовой структурой. Состав известняка исчерпывается кальцитом, кварцем и аутигенным серицитом и пиритом, а серицит-кварцевых сланцев - серицитом, кварцем и ксильм плагноклазом.

Кремнистые породы

Кремнистые породы в исследованном районе представлены яшмами и кремнистыми сланцами.

Яшмы встречены на горах Соймул и Кобыла (Раховские горы), а также в потоке Бол.Прелучном (Чивчинские горы).

На г.Соймул яшмы залегают на коричневой конгломерато-брекчии или слудисто-хлоритовых сланцах. Яшмы зеленые со сланцеватой

текстурой, на плоскости сланцеватости больше глинисто-сланцистого материала. Мощность яшм 2-3,5 м. Выше по разрезу залегают красно-бурые, лиловые яшмы, также сланцеватые и однообразные по составу, мощность их 5 м. Перекрываются яшмы темно-серыми полосчатыми известняками с хорошо выраженной слоисто-сланцеватой текстурой.

На г.Кобыла яшмы красные, буроватые, залегают на темно-серых известняках и перекрываются известняками полосчатыми, мощность их 3-4 м. В меньшем количестве встречены зеленые и пятнистые яшмы. Здесь же на г.Кобыла вскрыты яшмы, которые залегают на филлитовидных сланцах. Эти яшмы бурые, красно-бурые, в верхней части хорошо рассланцованы, причем бурые прослои могут чередоваться с зелеными. Мощность яшм 8-12 м.

В Чивчинских горах И.М.Афанасьева отмечала наличие яшм на хр.Черном. Породы эти лиловые, реже зеленовато-черные или пятнистые плотные, трещиноватые. Трещинки выполнены кварцем и зеленым хлоритом. Мощность яшм не превышает 10 м. Под микроскопом видно, что порода состоит из крипто- или микрозернистого халцедона, иногда в малых количествах может находиться мелкозернистый обломочный кварц в виде угловатых, полуокатанных зерен, иногда наблюдаются скопления хлорита, карбоната, обнаружены пирит, магнетит.

Кремнистые сланцы встречены в тех же местах, что и яшмы.

На г.Кобыла мощность кремнистых сланцев достигает 10-15 м, залегают они на филлитовидных слюдисто-хлоритовых сланцах, перекрываются доломитовыми известняками. Породы разного цвета: зеленые, серовато-зеленые до лиловых, буровато-красных; крепкие, плотные, но сланцеватые и с тонкоплитчатой отдельностью. Породы характеризуются однородной микрозернистой или криптокристаллической структурой, состав их исчерпывается халцедоном и небольшим количеством кварца. Смена окраски в кремнистых сланцах обусловлена, видимо, окислением железа: при переходе от зеленых к лиловым разностям увеличивается содержание окиси железа и уменьшается содержание закиси.

Метаморфизованные породы

Метаморфизованные породы занимают незначительное место в разрезе пород чехла, но можно выделить мраморизованные известняки и доломиты, слюдисто-хлорит-кварцевые сланцы и метаморфизованные песчаники.

Мраморизованные известняки и доломиты распространены вместе с обычными известняками и доломитами, среди которых перекристаллизованные (или мраморизованные) разности находятся в виде отдельных зон или участков. Мраморизованные известняки и доломиты мало отличаются от обычных разностей. Доломиты характеризуются светлыми тонами и массивной текстурой, известняки — темными тонами и слоистым сложением.

Под микроскопом видны неравномернозернистые структуры известняков и доломитов, которые связаны с процессами перекристаллизации. Поэтому значительно перекристаллизованные разности можно относить к мраморизованным или метаморфизованным породам. Состав мраморизованных известняков и доломитов исчерпывается кальцитом и минералом доломитом, чаще встречается белая магнезиальная олюда, отмечены кварц, плагиоклаз, пирит.

Слюдисто-хлорит-кварцевые сланцы встречены на г.Соймул (Раховские горы) и в потоке Бол.Прелучном (Чивчинские горы).

На г.Соймул слюдисто-хлорит-кварцевые сланцы залегают на темно-серой известковой конгломерато-брекчии и перекрываются зелеными кремнистыми сланцами. Мощность слюдисто-хлорит-кварцевых сланцев не превышает 2-2,5 м.

Сланцы светлые, зеленовато-серые, крепкие, плотные, с хорошо выраженной сланцеватой или пльчатой-сланцевой текстурой. Сланцы часто представляют собой тонкое чередование прослоев (0,5-1,5-2,0 мм) кварцевых и хлорит-сланцевых. У пород обнаружена мелко- или среднезернистая лепидогранобластовая структура и сланцеватая текстура. Состав их следующий: кварц, плагиоклаз, микроклин, хлорит, мусковит, встречен апатит, эпидот, кальцит.

Кварц обнаружен в зернах округлой или неправильной формы. Кварц чистый с редкими точечными включениями, с нормальным или слабым волнистым угасанием. Плагиоклаз встречен в количествах до 25-30%, представлен альбитом или олигоклаз-альбитом. Характерно полисинтетически-двойниковое строение. Отмечен шахматный альбит. Размер зерен плагиоклаза не превышает размера зерен кварца, но встречаются крупные до 0,5-1 мм зерна альбита, имеющие вид порфиробластов. Края таких зерен нечеткие, оборванные, двойники изогнуты. Наблюдается серицитизация и карбонатизация плагиоклаза.

Мусковит в количестве до 15-20% находится в виде крупных (до 0,5-1,0 мм по данной оси) и широких, хорошо индивидуализированных, чистых чешуек, нередко изогнутых и волнисто гаснущих. Хлорит зеленый по *Np*, интенсивно плеохроирует до желтого, соломен-

но-желтого по *Ng*. Хлорит обнаружен вместе с мусковитом, часто в параллельном сростании, но уступает последнему по количеству. Иногда можно предположить, что часть чешуек принадлежит хлоритизированному биотиту, от которого сохраняется высокая интерференционная окраска.

Апатит в качестве акцессорного минерала образует мелкие призматические или неправильные зерна. Эпидот также образует мелкозернистые скопления зернышек в участках соссуритизированных полевых шпатов. Кальцит развивается по трещинкам или по другим ослабленным зонам в породе или по спайности плагиоклазов, трещинкам других минералов. Кальцит — самый поздний по образованию минерал.

Данные химического анализа сланцев показывают преобладание Na_2O над K_2O и значительное содержание MgO .

Метаморфизованные песчаники встречаются в потоке Бол.Прелучном (Чивчинские горы), но отмечены и в Раховских горах.

Песчаники серых, темных и зеленовато-серых тонов, иногда кажутся блестящими по плоскости сланцеватости. Породы плотные, крепкие, нередко рассланцованные, тонкоплитчатые, в которых на плоскости сланцеватости много белой слюды. У песчаников обнаружена структура бластопсаммитовая с микролепидобластовой или микролепидогранобластовой основной цементирующей массой, текстура массивная или сланцеватая, плейчатая-слоистосланцеватая.

Кластический материал составляет до 70–80% всего состава породы и исчерпывается кварцем, плагиоклазом; встречаются мусковит, хлорит, апатит, турмалин. Кварц представлен зернами угловатыми, полуокатанными, всегда затронутыми процессами перекристаллизации. Размер зерен различен. Плагиоклаз представлен альбитом или олигоклаз-альбитом. Мусковит встречен в форме чешуек, равномерно распределенных в породе, изогнутых, деформированных и волнисто гаснущих. Почти всегда чешуйки субпараллельно ориентированы. Серicits обнаружен в цементирующей массе.

Цемент песчаников поровый, контактово-поровый, сложен агрегатом серицита и плагиоклаза. Терригенную часть в цементе трудно отличить от цементирующего вещества в результате далеко зашедших процессов перекристаллизации.

Вулканогенно-терригенно-карбонатные породы юры

Отложения юры представлены вулканогенно-терригенно-карбонатным комплексом пород. Главная роль в разрезе юры принадлежит карбонатным породам, которые представлены известняками. В Раховских горах

развити вулканогенно-карбонатные, реже - кремнистые и обломочные породы, в Чивчинских - количество обломочных пород увеличивается.

Обломочные породы

В Раховских горах обломочные породы нижней и средней юры наблюдаются в районе с.Делового (поток Довгорунь) и верхнеюрского возраста в районе пос.Красный Плес (поток Каменный). Описаны обломочные породы юрского возраста по потоку Крестовому (Чивчинские горы)

По гранулометрическому составу среди обломочных пород выделяются конгломераты, гравелиты, песчаники и алевролиты.

Конгломераты И.М.Афанасьева [1] описала в потоке Довгорунь (Раховские горы), где они залегают под мощной толщей известняков и представлены двумя разновидностями. Преобладают конгломераты первой разновидности: светло-бурые, плотные, массивные породы, сложенные окатанными или полукатанными обломками молочно-белого кварца и слюдястых сланцев. Вторая разновидность - серовато-зеленые, плотные, массивные конгломераты, сложенные полукатанными обломками гранат-сланцев и молочно-белым или розовым кварцем размером 0,5-2 см. Конгломераты характеризуются псефитовой и массивной текстурой. Обломки пород представлены кварцитами, слюдясто-кварцевыми, кремнистыми, слюдястыми и гранат-сланцевыми сланцами, филлитами и известняками, терригенные минералы - кварцем, редко - плагиоклазом и акцессорными минералами; аутигенные - карбонатом, хлоритом, гидрослюда, кварцем и пиритом.

Гравелиты встречаются в потоке Каменном (Раховские горы) и в его первом от устья левом притоке. Породы серые, плотные, крепкие, массивные или массивно-сланцеватые. Гравелиты сложены кварцем, мусковитом (редко встречается биотит) и обломками слюдясто-кварцевых сланцев, кварцитов, известняков размером 3-5 мм, которые сцементированы глинисто-кварц-карбонатным цементом.

Кварц представлен зернами угловатой или полукатанной формы с волнистым, мозаичным угасанием - кластогенный кварц. Отмечен чистый прозрачный аутигенный кварц. Кварц корродируется кальцитом.

Мусковит обнаружен в виде чешуек различных форм и размеров. Чешуйки мусковита нередко обесцвечены, цвета интерференции ниже, края оборваны; они деформированы, изогнуты и волнисто гаснут.

Обломки кварцитов и слюдясто-кварцевых сланцев угловаты или полукатанны. Состав их исчерпывается кварцем, мусковитом, редко встречаются плагиоклаз, хлорит. Структура мелкозернистая, гранобластовая, гранолепидобластовая. Известняки отмечены в об-

ломках угловатой, полуокатанной формы с мелкозернистой, гранобластовой структурой.

Глинисто-кварц-карбонатный цемент гравелитов по типу цементации относится к контактово-поровому или базальному.

В потоке Каменном встречены туфогенные гравелиты, сложенные обломками различных пород (известняками, слюдясто-кварцевыми сланцами, микрокварцитами, гранитоидами) и кварца, сцементированные карбонатно-глинистым цементом с примесью туфогенного материала.

Песчаники обнажены в Раховских (потоки Довгорунь, Каменный и их притоки) и Чивчинских (р. Сарата, потоки Крестовый, Широкий) горах. Наиболее подробно песчаники описаны из потока Каменного и его притоков. Залегают песчаники на конгломератах и перекрываются известняками юрского возраста. Представлены песчаники серыми, темно-серыми расностями кварцитовидного облика, сложенными кварцем с небольшой примесью белой магнезиальной слюды и редкими углистыми обломками. В потоке Довгорунь песчаники подстилают мощную толщу известняков верхнеюрского возраста и представлены серыми, плотными породами, состоящими из кварца и небольшого количества белой слюды.

Песчаники плотные, крепкие, серого цвета с различными оттенками — от светлых до темных. Встречаются блестящие расности с большим количеством магнезиальной слюды. Гранулометрический и минералогический состав песчаников разнообразен.

Песчаники характеризуются различным структурным рисунком. Прежде всего можно выделить крупно-, средне- и мелкозернистые расности до алевролитовых размерностей, которые, в свою очередь, могут быть равно- или неравнозернистыми. Наиболее распространены среднезернистые песчаники. Текстура массивная, нередко брекчиевидная или грубосланцеватая.

Песчаники состоят из кластического материала и цемента. Кластический материал составляет 80-85% всего состава породы и представлен кварцем, плагиоклазом (олигоклазом), калишпатом, мусковитом, хлоритом, обломками кварцитов, слюдясто-кварцитовых сланцев, редко — углистых обломков, из аутигенных минералов обнаружены кварц, кальцит, альбит и пирит.

Кварц является основным обломочным и аутигенным минералом и представлен зернами угловатыми, остроугольными, полуокатанными, содержащими точечные включения, которые располагаются по многочисленным трещинкам. Оптические данные кластогенного кварца такие: $n'_g = 1,553-1,555$, $n'_p = 1,546$. Плагиоклаз представлен оли-

гоклазом ($n'_g = 1,544+1,545$), 15-17% *Ап* серицитизированным, калиевый полевой шпат - микроклином.

Мусковит представлен чешуйками разного размера и формы - от длинных и узких до крупных и толстых. Показатели преломления мусковита отличаются постоянством: $n_g (n_m) = 1,585$. Хлорит встречается в небольших количествах и не во всех песчаниках. Имеет зеленый, буровато-зеленый цвет и слабо плеохроирует по обычной схеме в этих тонах.

Кварциты и слюдиисто-кварцитовые сланцы отмечены не всегда, характеризуются угловатой, окатанной или полукатанной формой, размером до 1,5-2,5 мм. Состав исчерпывается кварцем и мусковитом, иногда - хлоритом; структура пород мелкозернистая, гранобластовая, мозаичная или гранолепидобластовая.

Цемент песчаников кварц-слюдястый, глинисто-кварцевый, слюдиисто-карбонатный, по типу цементации контактово-порovýй, порovýй, редко - базальный.

Алевролиты описаны из района р.Сараты (Чивчинские горы), представлены плотными серыми породами. Основными кластогенными минералами алевролитов являются кварц, плагиоклаз, мусковит, гидробiotит, хлорит, углистое вещество, аутигенные минералы представлены гидрослюдой. Алевролиты характеризуются алевролитовой структурой и массивной текстурой. Цемент гидрослюдистый, по типу цементации контактовый, контактово-порovýй.

Обломочные пирокластические породы

Наряду с чисто осадочными породами среди юрских отложений исследуемого района можно выделить обломочные пирокластические породы и различать среди них туфы и туфобрекчии, а также туффиты.

Туфы и туфобрекчии в Раховских горах выделены в свите кремнисто-вулканогенных пород, где развиты в урочище Рударня (г.Камень Клевка). Здесь туфы образуют прослой мощности от сантиметров до нескольких метров. Эта толща развита в потоке Каменном (пос.Красный Плес), где представлена туфами, которые сменяются порфиритами и туфобрекчиями.

По величине обломков можно выделить туфы и туфобрекчии, по составу обломочного материала - это витрокластические породы.

Витрокластические туфы встречены в потоке Довгорунь (Раховские горы), где приурочены к толще известняков верхнеюрского возраста. Породы серые, буровато-серые, иногда бурые, плотные, крепкие, иногда катаклазированы. В некоторых местах наблюда-

ется сланцеватая текстура туфов — тонко- или грубосланцеватая.

У туфов обнаружен постоянный структурный рисунок — это алевропсаммитовая, алевролитовая или псаммитовая структура. Туфы состоят из обломков стекла, обломочного кварца, отмечены мусковит (и серицит) и хлорит, плагиоклаз. Породы сцементированы слюдистым цементом, в котором обнаружены кварц и вулканическое стекло.

Обломки стекла составляют 30–45% всего состава породы; им свойственна характерная остроугольная, оскольчатая или угловатая форма. Размер их колеблется от 0,5 до 1–1,5 мм в большую (при псаммитовой структуре) и меньшую (при алевритовой структуре) сторону. Обломки удлиненные; ориентировка их вытянутая. Нередко стекло раскристаллизовано, продукты раскристаллизации представлены серицитовидной слюдой и слабо окрашенным мелкочешуйчатым хлоритом.

Кварц отмечен в количестве до 10–15% всего состава породы. Представлен зернами угловатой, полуокатанной формы, размер их уступает размеру обломков стекла. Кварц чистый, прозрачный без посторонних включений и характеризуется нормальным или волнистым угасанием.

Мусковит (и серицит) и хлорит отмечены в малых количествах и встречаются вместе в параллельном сростании. Размер чешуек этих минералов — не более 1–1,5 мм по длинной оси.

Плагиоклаз представлен зернами хлоритизированными и серицитизированными и мелкими зернами альбита, олигоклаз–альбита с полисинтетическим двойниковым строением.

Цемент туфа пепловый, по составу хлорит–слюдистый с примесью рудной пыли. Рудная пыль концентрируется вокруг обломков вулканического стекла в виде каемок.

В районе пос. Красный Плес встречаются сланцеватые разновидности витрокластического туфа мощностью до 30 см. Породы эти зеленовато-серого цвета, сложены мелкочешуйчатой слюдой. Структура пород лепидобластовая, текстура сланцеватая. Чешуйки гидрослюда характеризуются субпараллельной ориентировкой. Примесь кварца в виде угловатых, неправильных или изометричных зерен не превышает 10% всего состава породы, размер — не более 0,1–0,6 мм. Обнаружены удлиненные, вытянутые в субпараллельном направлении обломки раскристаллизованного стекла, из акцессорных минералов отмечены циркон, турмалин, рудный минерал.

В потоке Каменном витрокластические туфы мощностью до 1,5 м встречены в виде прослоя в кристаллических известняках. Породы

зеленовато-серые, плотные, оланцеватые, тонкоплитчатые. Структура приближается к гранобластовой. Сложен туф на 40% обломками раскристаллизованного стекла, которые сцементированы слюдяной массой. Обломки стекла размером 0,2-0,6 мм полуугловатые, угловатые, оскольчатые, попадаются обломки с оплавленными краями. Продукты раскристаллизации стекла представлены бесцветной серицитоподобной слюдой и хлоритом. Наблюдаются микрокристаллическое вещество (халцедон) и кальцит. Цементирующая масса представлена агрегатом бесцветной серицитоподобной слюды. Замечено скопление рудной пыли, которая концентрируется в виде каемок вокруг раскристаллизованного стекла.

Туффиты обнаружены в потоке Каменном (Раховские горы, пос. Красный Плес). Здесь они образуют прослой мощностью 1-1,5 м среди верхнеюрских известняков.

Породы пестрые - от лиловых до зеленых разных оттенков, плотные, крепкие.

Обнаружены породы псаммитовой, реже - псефитовой структуры. Состав исчерпывается обломками стекла и известняков (очень редко попадаются апатит и рудный минерал), которые сцементированы хлорит-карбонатным цементом.

Обломки стекла характеризуются угловатой, остроугольной или оскольчатой формой и псаммитовой или псефитовой размерностью. При раскристаллизации стекла образуются тонкочешуйчатые бурые или светло-бурые продукты, состоящие из слюды и хлорита, иногда пришеивается рудная пыль.

У обломков микрокристаллических известняков форма полуокатанная или изометричная, неправильная; размер 2-6 мм.

Цемент туффитов состоит из микрозернистого агрегата слюды, хлорита и кальцита.

Химический состав туфов и туффитов, по данным И.М.Афанасьевой, находится, согласно классификации А.Н.Заварицкого, среди пород, слабо пересыщенных кремнекислотой. По петрохимическому составу туфы приближаются к базальтам или андезито-базальтам, но низкое значение характеристики m' и высокое значение характеристики a' отличает туфы от этих пород. Такое расхождение связывается со вторичными процессами карбонатизации, ожелезнения, окремнения, гидратации туфов. Химический состав туффитов характеризуется высоким содержанием глинозема, окисного и закисного железа и щелочей, что находится в прямой зависимости от наличия значительного количества хлорита, гидрослюд и рудной пыли.

Карбонатные породы. Известняки

В Раховских горах известняки описывались из районов потока Каменного и урочища Рударня (г. Камень Клевка), где они обнажены наиболее полно. В центральной части кристаллического массива (правый берег р. Тисы к северу от с. Делового, поток Довгорунь, Тукало) известняки метаморфизованы и отличаются от известняков других районов. В Чивчинских горах свежие известняки обнажаются по рекам Черному Черемошу, Сарате и на г. Чивчин.

По составу различаются чистые известняки без посторонних примесей и с примесью псаммитового материала — песчаные известняки.

Известняки чистые описаны из потока Каменного (пос. Красный Плес). Здесь они обнажаются на протяжении 150–200 м по обеим сторонам потока, образуя крупный скальный выход. Известняки характеризуются устойчивым минеральным составом, и структурно-текстурные признаки изменяются незначительно.

Известняки серые, темно- или светло-серые с характерным голубоватым оттенком, плотные, массивные, нередко фарфоровидные или массивно-сланцеватые. Для известняков характерна трещиноватость, трещинки разноориентированные и различной мощности (но не превышают 1–1,5 см), выполнены молочного-белым кристаллическим кальцитом. Иногда в известняках наблюдается слоистость, обусловленная чередованием светлых и темных микрослоев, но массивная текстура при этом не нарушается. Отмечены рассланцованные, тонкоплитчатые известняки, которые при ударе раскалываются на тонкие плитки.

У известняков структура криптокристаллическая или микрокристаллическая, реже наблюдаются мелкозернистые, псевдоолитовые, псевдоорганогенные ступчатые структуры, текстуры также разнообразны — массивная, сланцеватая, слоисто-сланцеватая, микросланцеватая, брекчированная.

Состав известняков исчерпывается кальцитом, в небольших количествах отмечены аутигенный кварц, еще реже пирит. Терригенные минералы встречаются в незначительных количествах и представлены тем же кварцем, редко попадаются полевой шпат, мусковит, хлорит, акцессорные — циркон, турмалин, апатит, рутил. Аутигенный кварц развивается по трещиноватым или другим ослабленным зонам; для него характерны неравнозернистость, нормальное угасание, отсутствие посторонних включений. В некоторых участках количество аутигенного кварца возрастает до 15–30% всего состава породы;

такой известняк можно отнести к окремнелому известняку. Это выражается во внешнем его виде: известняк становится крепче, при обламывании образует остроугольные обломки, более светлые.

Химические анализы показывают, что карбонатная часть известняков отличается преобладанием $CaCO_3$ над $MgCO_3$, и поэтому они должны быть отнесены к группе чистых известняков, для которых примесь $MgCO_3$ не превышает 5%.

Известняки песчаные меньше распространены, чем известняки чистые, но практически встречаются почти везде в Раховских (урочище Рударня) и Чивчиноских горах (хр. Прелучный, р. Сарата). Песчаные известняки встречены на водоразделе потоков Лещинка - Довгорунь (Раховские горы), а в 2-2,5 м выше устья потока Довгорунь по левому берегу р. Тисы в склоне обнажается крупный скальный выход (видимая мощность до 40-45 м) плотных, крепких песчаных известняков.

Известняки светло-серые с голубоватым оттенком и слоисто-сланцеватой текстурой. Слоистость обусловлена чередованием различных по мощности прослоев известняка (мощностью от 2-5 мм до 2-3 см) разных оттенков серого цвета со слюдястыми прослоями желтого цвета (мощностью до 0,5 - 1,0 мм). Слоистость хорошо выдерживается, но не всегда совпадает со сланцеватостью. Нередко известняки перемяты, брекчированы.

У известняков обнаружена равномерно-, средне- или тонкозернистая структура и сланцеватая текстура. Состав известняков исчерпывается хемогенной, карбонатной частью породы - кальцитом, кластическая часть представлена кварцем, который равномерно распределен в породе или располагается прослойками, в которых количество его может возрастать до 50-60% всего состава породы. Среди терригенных минералов, кроме кварца, отмечены плагиоклаз, мусковит, редко в качестве аксессуарных минералов встречаются апатит, циркон, турмалин.

Кальцит составляет основную массу известняков и представлен зернами разной размерности - от криптозернистой или пелитоморфной до мелко- или среднезернистой. Некоторые перекристаллизованные разновидности сложены неравномернозернистым кальцитом. Иногда зерна кальцита характеризуются субпараллельной ориентировкой. Кальцит может быть загрязнен глинистым материалом и тогда отличается от свежего, прозрачного крупнозернистого кальцита перекристаллизованных участков. Кальцит полисинтетическидвойникового строения с резкой псевдоабсорбцией, оптика обычна: $n_o = 1,658-1,660$, $n_e = 1,448$.

Кварц обнаружен в количествах 10–15% всего состава породы, но иногда количество его возрастает до 50–60%. В основном это терригенный кварц с нечеткими краями зерен, волнистым или мозаичным угасанием, переполненными точечными включениями, располагающимися по трещинкам, которые в разных направлениях пересекают зерна кварца. Оптические данные таковы: $n'_g = 1,555$, $n'_p = 1,546$. Кварц корродируется кальцитом, который развивается по микротрещинкам и краям зерен кварца, иногда совершенно замещает кварц. При этом наблюдаются новообразования аутигенного кварца, который отличается чистым, прозрачным видом, отсутствием посторонних включений и сплошным угасанием зерен.

Мусковит отмечен в количествах до 2–5% всего состава породы. Он распределен в породе в виде отдельных разобленных чешуек более или менее равномерно. В мелкозернистых известняках чешуйки мусковита тонкие, изогнутые и волнисто гаснут. Для мусковита характерно отсутствие посторонних включений и заниженные цвета интерференции, нечеткие оборванные края. Мусковит корродируется кальцитом.

Плагиоклаз обнаружен в незначительных количествах, представлен альбитом или олигоклаз–альбитом.

В тяжелых фракциях известняков наиболее распространены минералы пирит, турмалин, рутил, циркон, мусковит и биотит.

Пирит встречается в свежем виде, но нередко окислен и захорон бурыми окислами железа. Чаще это обломки кристаллов или их сростки, но наблюдаются и зерна кубического габитуса размером до 1–2 мм.

Турмалин бутылочно–зеленого цвета отмечен в виде дитригональных призмочек с обломанными краями. Оптические данные следующие: $n_o = 1,648–1,650$, $n_e = 1,628–1,623$, $n_o - n_e = 0,028–0,027$. Встречаются зональные турмалины. По оптическим данным турмалины можно отнести к шерлам.

Рутил часто разложен и лейкоксенизирован, встречается в виде неправильных кристаллов или их обломков; характеризуется красно– и ярко–бурым, розовато–красным цветом, отличается высоким показателем преломления.

Циркон распространен в виде удлинено–призматических зерен окатанных или полукатанных, или тетрагональных призмочек с окатанными головками размером не более 0,25–1,0 мм.

Мусковит представлен мелкими чешуйками размером до 1–1,5 мм по длинной оси, бесцветными, прозрачными или со слабым желтовато–зеленым оттенком. Иногда содержит мелкие точечные включения, что

характерно для мусковитов из метаморфизованных известняков по потоку Довгорунь. Оптические данные обычны; $n_g (n_m) = 1,580 \pm 1,585$, редко 1,590.

Биотит встречается реже, чем мусковит. Обычно биотит буровато-зеленый, видимо, хлоритизированный и, судя по показателю преломления, с повышенной железистостью; $n_g (n_m) = 1,680 \pm 1,670$.

Кремнистые породы

Кремнистые породы представлены яшмами и кремнистыми сланцами. Эти породы широко распространены среди юрских отложений, но мощности их невелики и достигают первых десятков метров, а иногда это линзы и прослои среди известняков и других пород.

Яшмы встречены в Раховских горах, в урочище Рударня (г. Камень Клевка), где залегают на темно-серых известняках с мощностью не более 3-5 м. Яшмы здесь самые различные - и зеленые, и буровато-красные, лиловые, иногда пятнистые или наблюдается тонкое чередование пятнисто-красных и зеленоватых яшм. Яшмы - плотные, крепкие, сливные породы, характеризуются плитчатой отдельностью.

Яшме свойственна микро- или криптозернистая структура, нередко структуры реликтовые органогенные (которые значительно реже встречаются в яшмах триасового возраста). Отмечается примесь слюдяного и карбонатного материалов, иногда бурых окислов железа. Последние образуют точечные красноватые или бурные скопления, которые придают породе пятнистый характер.

Яшмы встречены в потоке Каменном (пос. Красный Плес) в виде тонкого переслаивания красных, лиловых и зеленовато-серых яшм с темно-серыми известняками, мощности их достигают десятки сантиметров.

В литературе о верхней юре Восточных Карпат выделяют так называемые "яшмовые слои". В исследуемом районе яшмы и яшмовидные породы красные и зеленоватые распространены вместе с красными кремнистыми сланцами. Они трансгрессивно залегают на известняках триаса. Для "яшмовых слоев" характерна резко выраженная фациальная изменчивость, вследствие чего яшмы и аргиллиты красные и зеленоватые вытесняются из разреза на значительной площади и их заменяют серые сланцы. М.В. Муратов считал, что фация красных и зеленых яшм и известняков характерна для верхней юры (келловей - кимеридж) северной части Восточных Карпат. З. Паздро, вслед за румчынскими геологами, отнес "яшмовые слои" Чивчинских гор к келловей - оксфорду. И.Д. Гофштейн придерживается того же мнения и

подчеркивает, что довести возраст этих слоев до титона нельзя потому, что между ними и титонскими известняками залегает совсем отличный комплекс осадков, которому место в кимеридже. Он приводит к выводу, что микроскопические исследования яшм и геологические условия их залегания свидетельствуют о том, что яшмы следует рассматривать как породы вулканического происхождения, образованные в результате осаждения при подводных излияниях. Это тем более вероятно, что с яшмами в некоторых местах были отмечены диабазы и их туфы. Кремнезем имеет вулканическое происхождение, но сами кремнистые породы образовались в результате жизнедеятельности радиолярий, диатомей и других микроорганизмов, что подтверждается их наличием в кремнистых породах.

Кремнистые сланцы развиты в тех же местах, что и яшмы. Это серые, темно-серые до черных (последние развиты в урочище Рударня), зеленовато-серые породы с хорошо выраженной сланцеватой текстурой. Нередко сланцы бывают катаклазированы.

Под микроскопом породы характеризуются постоянным структурным рисунком — это структуры однородные микро- или криптокристаллические или микролепидобластовые. По плоскостям сланцеватости располагается тонкочешуйчатый слюдястый материал.

Основные изверженные породы

Основные изверженные породы позднеюрского возраста развиты в Раховских (поток Каменный, пос. Красный Плес) и Чивчинских (г. Чивчин) горах. В потоке Каменном диабазы образуют мелкие межпластовые тела в известняках. На г. Чивчин эффузивные породы прорывают нижнемезозойские известняки и перекрываются меловыми отложениями.

Основные изверженные породы позднеюрского возраста представлены диабазами, диабазовыми порфиритами и их туфами.

Диабазы в Раховских горах обнажены потоком Каменный (пос. Красный Плес). Здесь по потоку проходит дорога, которая на протяжении 80–100 м обнажает диабазы. Иногда они переходят в серо-зеленые, хорошо расланцованные диабазовые туфы. Нередко диабазы плотные, крепкие, с хорошо выраженной массивной текстурой. Выше по потоку около 100–150 м диабазы обнажены канавами; здесь они крепкие, плотные, миндалевидные, зеленого или красноватого цвета. Здесь же встречены сланцеватые диабазы, в которых количество миндалитов кальция столь велико, что порода кажется пестрой, пятнистой, с красно-бурой основной тканью.

У диабазов обнаружена диабазовая или порфи́ровая структура с интерсертальной основной тканью; текстура пород массивная, сланцеватая, иногда минталекаменная. Состав их следующий: плагиоклаз и пироксен, отмечены ильменит и титанит, апатит, циркон, встречается биотит; широко распространены вторичные минералы — хлорит, кальцит, эпидот, серицит, пумпеллиит.

Плагиоклазы образуют таблочки, лэйтсы без определенной ориентировки размером 0,5–1,5 мм. Плагиоклаз содержит непрозрачные точечные включения, серицитизирован, иногда целиком альбитизирован. Оптические данные ($n'_g = 1,535+1,538$, $n'_o = 1,530$) такие, как у альбита.

Пироксены обнаружены в значительных количествах, но всегда хлоритизированы, иногда до образования полных псевдоморфоз. По размеру зерна пироксена уступают зернам плагиоклаза, иногда образуют двойники. По данным Л.Г.Ткачука и Д.В.Гуржия [63], пироксены диабазов и диабазовых порфиритов характеризуются $cNg = 42+44^\circ$, что соответствует пироксену диопсид–геденбергитового ряда с содержанием молекулы последнего около 40%.

Хлорит представлен рипидолитом, плеохроирующим от светло-зеленого (Np) до почти бесцветного (Ng), показатель преломления $n_g (n_m) = 1,622+1,623$.

Пумпеллиит (лотрит) в диабазах Раховских гор описан В.С.Соболевым [56]. Он образует изотропные, гелеобразные, микрокристаллические и радиально–лучистые разности, ему свойственны зеленый, голубовато–, желто–зеленый цвет и характерные в этих тонах биотитовая схема плеохроизма, показатель преломления $n_m = 1,700$, низкое двупреломление. Пумпеллиит вместе с эпидотом, хлоритом, альбитом, кальцитом выполняет миндалины и замещает плагиоклаз.

Диабазовые порфи́риты описаны в основном из Чивчинских гор; находятся они в небольших количествах в потоке Каменном (Раховские горы).

Диабазовые порфи́риты темно–зеленые, нередко почти черные, иногда с лиловым, красноватым оттенком; породы мелко–, среднезернистые, в них хорошо заметны вкрапленники плагиоклаза размером до 3–5 мм.

У пород обнаружена порфи́ровая структура с пилотакситовой основной массой. Диабазовые порфи́риты от диабазов отличаются только структурой; минералогический состав их сходен и исчерпывается плагиоклазом, хлоритом, пироксеном, серицитом, кальцитом, часто

встречаются пирит, гематит и лимонит. Основная масса состоит из альбитизированных лейт плаггиоклаза, которые кажутся цементированными непрозрачным веществом черного цвета.

Плаггиоклаз в порфириновых выделениях замещен серицитом и хлоритом или альбитизирован. Иногда плаггиоклаз представлен скелетными формами размером 1,5–2 мм.

Диабазовые туфы распространены в потоке Каменном (Раховские горы) и в Чивчинских горах. Они еще больше изменены, чем диабазы; их можно узнать по реликтовым участкам с интерсертальной структурой.

Диабазовые туфы серо- и темно-зеленого цвета; иногда выявляется сланцеватая текстура. Нередко в обнажениях среди туфов наблюдаются обломки известняков, доломитов, диабазов – такие породы приобретают вид брекчии. Обломки достигают размера 0,25–0,5 м в поперечнике.

Состав диабазовых туфов более однообразен, чем диабазов и диабазовых порфиритов; в нем резко преобладают вторичные минералы (хлорит и кальцит).

Диабазы и диабазовые порфириты секутся на г.Чивчин в различных направлениях кварцевыми жилами различной мощностью – от нескольких сантиметров до 0,5 м.

Л.Г.Ткачук и Д.В.Гуржий [63] исследовали химический состав диабазов и их туфов позднеюрского, ранне- и позднемелового возраста и отметили, что содержание кремнезема, кальция и закиси железа увеличивается от более древних к более молодым породам.

Метаморфические и метаморфизованные породы

Метаморфические и метаморфизованные породы среди отложений юрского возраста отмечались давно. Так, уже в 1874–1880 гг. А.Гезелл описал мраморизованные известняки и слюдистые сланцы в потоке Довгорунь (Раховские горы). В этих известняках он обнаружил аммониты, возраст которых Л.Лоци определил как поздняя юра (окофорд). В.И.Славин обнаружил в этих известняках кораллы юрского облика.

Мраморизованные известняки и слюдиристо-хлоритовые сланцы в потоке Довгорунь и по правому и левому бортам р.Тисы от с.Делового до потока Лещинка в Раховских горах наиболее показательны и хорошо обнажены. Поэтому описание этих пород приводим по данному разрезу, а также по району г.Соймул, где встречены в коренном залегании аналогичные породы.

Метаморфические и метаморфизованные породы представлены мраморизованными известняками и слюдясто-хлоритовыми сланцами.

Мраморизованные известняки в Раховских горах развиты в центральной части кристаллического массива и обнажаются в районе потока Довгорунь и по р.Тисе от с.Делового до потока Лещинка. Пока это единственные выходы метаморфизованных известняков, юрский возраст которых не вызывает сомнений.

Мраморизованные известняки серые, зеленовато-серые, белые с зеленоватым, розоватым оттенком, массивные или рассланцованные содержат прослои слюдясто-хлоритовых сланцев. Прослои сланцев иногда образуют тонкие выклинивающиеся линзочки. Для толщи известняков характерно наличие согласных прослоев различных по мощности сланцев. Между известняками и сланцами можно наблюдать постепенные переходы. Мраморизованные известняки раздроблены, брекчированы, разбиты на блоки, при этом прослои сланцев претерпевают катакластические изменения вместе со всей толщиной известняков.

Среди мраморизованных известняков выделяются разности чистые и кварцевые.

Известняки чистые обычно белые или светло-серые, массивные, мелко- или среднезернистые. Породы плотные, массивные или массивно-сланцеватые. У известняков обнаружена среднезернистая гранобластовая, изометрическая (при одинаковом размере зерен) или гетеробластовая (при различном размере зерен) структура. Характерно наличие удлиненных зерен кварца, которые субпараллельной ориентировкой подчеркивают сланцеватость породы. В составе известняков находятся кальцит и почти постоянно (до 2-3% всего состава) кварц, реже - плагиоклаз, мусковит и хлорит.

Кальцит представлен изометричными или разного размера зернами, которые всегда плотно соприкасаются и врастают друг в друга, что придает структуре породы гранобластовой, изодиаметрической или гетеробластовый характер. Кальцит чистый без посторонних включений, с характерным полисинтетическим двойниковым строением и резкой псевдоабсорбцией. Оптические данные таковы: $n_o = 1,658$, $n_e = 1,487 \pm 0,001$. Кальцит корродирует кварц, мусковит, особенно плагиоклаз.

Кварц образует мелкие, округлой или неправильной формы зерна, отличающиеся отсутствием включений, свежим видом и нормальным угасанием. Плагиоклаз представлен альбитом с узкими или широкими полисинтетическими двойниками, также без включений. Мусковит и хлорит встречаются в виде единичных мелких чешуек.

Кварцевые известняки распространены нешироко. Структура пород гранобластовая – изометрическая или гетеробластовая, наличие чешуек слюдястых минералов придает структуре известняков лепидогранобластовый характер, нередко структуры катакластические.

Состав их следующий: кальцит (80–90%); кварц (5–10%), мусковит и хлорит (5–10%), встречаются плагиоклаз, апатит, турмалин, рутил, из рудных минералов отмечены пирит и магнетит.

Кальцит обнаружен в крупных (0,5–2,5 мм) и мелких (до 0,5 мм) зернах, которые находятся в различных количественных соотношениях. В протолочках кальцит чистый, прозрачный, $n_o = 1,659–1,660$.

Кварц равномерно распределен в породе, но чаще образует скопление в гранулированной массе мелкозернистого кальцита. По размеру зерен кварц уступает кальциту: $n_g = 1,553$, $n_p = 1,544$. Плагиоклаз представлен альбитом с $n_g = 1,540$, $n_p = 1,528$, что соответствует 5–6% *Ап*.

Мусковит и хлорит, если не скопляются в отдельных прослойках слюдястых сланцев, то в виде отдельных чешуек равномерно распределены в породе. Хлорит слабых зеленых тонов; $n_g (n_m) = 1,602+1,605$.

Химический состав чистых известняков отражает ограниченное содержание в них чуждых компонентов (см. табл.10).

Слюдисто-хлоритовые, хлоритовые и серицитовые сланцы различного цвета в зависимости от преобладания двух основных породообразующих компонентов – хлорита и мусковита (серицита). Хлоритовые разности зеленые до темно-, черно-зеленых, иногда шелковистые стальнo-серые на плоскости сланцеватости; мусковитовые и серицитовые – светлые, блестящие. Текстура пород сланцеватая, слоисто-, пльчатo-сланцеватая. Слоистость обусловлена чередованием прослоев-линзочек светлых, серых, молочно-белых, розоватых мраморизованного известняка и светло-зеленых, зеленых до темно-зеленых слюдястых минералов. Мощность прослоев весьма различна. Среди сланцев отмечены промежуточные разности по цвету, по составу и даже по степени их метаморфической переработки.

У слюдисто-хлоритовых сланцев обнаружен постоянный структурный рисунок – структура пород среднезернистая (редко мелкозернистая), гранобластовая или лепидогранобластовая. Лепидобластовый характер придает структуре наличие чешуек хлорита и мусковита, субпараллельная ориентировка которых обуславливает сланцеватую текстуру породы.

Химический состав юрских пород, вес. %

| Компонент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|-------------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|
| SiO_2 | 23,99 | 50,85 | 47,38 | 18,37 | 0,81 | 75,73 |
| TiO_2 | 0,15 | 0,30 | 2,28 | - | 0,02 | 0,36 |
| Al_2O_3 | 3,52 | 11,95 | 18,64 | 4,01 | 0,44 | 11,42 |
| Fe_2O_3 | 1,99 | 2,48 | 7,63 | 1,77 | 0,32 | 2,57 |
| FeO | 0,72 | 1,00 | 3,14 | 2,00 | 0,07 | 1,29 |
| MnO | 0,15 | Следы | Следы | 0,21 | 0,01 | 0,05 |
| MgO | 1,11 | 1,41 | 3,98 | 3,76 | 0,54 | 1,72 |
| CaO | 37,10 | 14,00 | 4,48 | 35,28 | 54,18 | 0,91 |
| Na_2O | 0,50 | 0,60 | 1,30 | 1,10 | 0,10 | 0,50 |
| K_2O | 0,70 | 2,30 | 4,40 | 1,10 | 0,20 | 2,00 |
| P_2O_5 | 0,10 | 0,27 | 0,47 | 0,10 | - | 0,03 |
| S_{2H_2P} | 0,02 | 1,48 | 1,26 | 1,54 | 0,01 | 0,07 |
| H_2O | 0,02 | 0,74 | 0,64 | 0,17 | 0,10 | 0,45 |
| п. п. п. | 2,23 | 2,02 | 1,93 | 0,60 | 0,20 | 2,53 |
| CO_2 | 28,10 | 11,44 | 2,64 | 30,36 | 42,83 | 0,53 |
| Сумма | 100,40 | 100,84 | 100,17 | 100,37 | 99,83 | 100,19 |
| | | 0,74 | 0,63 | 0,77 | | 0,33 |
| | | 100,10 | 99,54 | 99,60 | | 100,16 |

Примечание: 1 - хлорит-серицит-известковый сланец, обр. К-32, поток Довгорунь; 2 - алевролит с известковым цементом, обр. К-66, г. Камень Клевка (урочище Рударня); 3 - диабаз, обр. К-69, поток Каменный; 4 - известково-сланцевый сланец, обр. К-85, г. Соймул; 5 - известняк, обр. К-94, г. Черный Дил; 6 - яшма красная, обр. К-98, г. Камень Клевка (урочище Рударня); 7 - яшма зеле-

Состав их следующий: кварц, плагиоклаз, мусковит (и серицит), хлорит; в качестве аксессуарных минералов встречаются турмалин, циркон, рутил, эпидот, биотит и рудный минерал; обнаружен кальцит.

Кварц не всегда равномерно распределен в породе, а образует скопления-линзочки по сланцеватости. Размер зерен кварца составляет 0,1-0,5-1,0 мм. Кварц различен по происхождению. Отмечен чистый, прозрачный кварц со сплошным угасанием зерен, без посторонних включений ($n'_g = 1,551+1,552$, $n'_p = 1,544$) и кварц с нечеткими краями зерен, ярко выраженным волнистым или мозаичным угасанием, переполненный точечными включениями ($n'_g = 1,553+1,555$, $n'_p = 1,544+1,546$). Кварц корродируется кальцитом, который раз-

Т а б л и ц а 10

| 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|-------------|-------------|-------------|-------------|--------|-------------|
| 76,93 | 88,65 | 93,88 | 21,82 | 22,46 | 12,77 |
| 0,29 | 0,16 | 0,04 | 0,31 | 0,04 | 0,11 |
| 9,41 | 4,20 | 2,56 | 7,54 | 2,11 | 1,95 |
| 1,58 | 0,77 | 0,08 | 2,09 | 2,82 | 1,45 |
| 2,72 | 1,29 | 1,00 | 1,72 | 1,79 | 1,58 |
| 0,05 | 0,05 | - | 0,14 | 0,15 | 0,17 |
| 2,08 | 0,72 | 0,54 | 1,81 | 1,08 | 1,19 |
| 0,56 | 0,98 | 0,63 | 33,67 | 38,58 | 44,38 |
| 0,60 | 0,70 | 0,20 | 0,80 | 0,10 | 0,10 |
| 1,40 | 0,50 | 0,50 | 1,20 | 0,10 | 0,10 |
| 0,06 | 0,05 | 0,01 | 0,06 | 0,06 | 0,15 |
| 0,04 | 0,06 | 0,07 | 0,05 | 0,01 | 0,05 |
| 0,43 | 0,09 | 0,02 | 0,19 | 0,10 | 0,46 |
| 2,01 | 0,68 | 0,32 | 2,20 | 0,50 | 0,66 |
| 1,64 | 1,06 | 0,23 | 26,70 | 30,53 | 35,16 |
| 99,80 | 99,96 | 100,08 | 100,30 | 100,43 | 100,28 |
| <u>0,02</u> | <u>0,03</u> | <u>0,03</u> | <u>0,02</u> | | <u>0,02</u> |
| 99,78 | 99,93 | 100,05 | 100,28 | | 100,26 |

ная, обр. К-99, г. камень Клевка (урочище Рударня); 8 - гравелит, обр. К-100, поток Каменный; 9 - кремнистый сланец, обр. К-101, поток Каменный; 10 - глинисто-карбонатный сланец, обр. К-102, поток Каменный; 11 - известняк красный, обр. К-104, поток Каменный; 12 - известняк зеленовато-серый, обр. К-105, поток Каменный. Анализы 1-4 выполнены Л.Н.Гождзиной, 4-12 - Б.В.Мирской.

вивается по микротрещинкам и краям зерен кварца.

Плагиоклаз находится в количестве, не превышающем 10-15% состава породы в таблитчатых зернах, несколько превосходящих по размеру кварц. Среди плагиоклазов также можно выделить две разновидности: плагиоклаз чистый, без посторонних включений, с узкими полисинтетическими двойниками (отвечает олигоклаз-альбиту), иногда слегка серицитизируется или корродируется кальцитом, и плагиоклаз более серицитизированный, сосеритизированный, без четких краев с двойниками узкими и широкими (отвечает олигоклазу, олигоклаз-андезину). Последний плагиоклаз изменен настолько, что отличается от кварца уже при одном никеле: серицит переполняет его

зерна и располагается по трещинкам спайности или двойниковым швам. Оптические данные ($n'_g = 1,544$, $n'_p = 1,531$) отвечают 15% *Ап*.

Мусковит образует крупные чешуйки размером до 0,5–1,5 мм по длинной оси, субпараллельно ориентированные, или равномерно распределен в породе без определенной ориентировки.

Серицит скопляется в отдельные прослой–линзочки по сланцеватости породы, в которых чешуйки спутанно–волоконистого строения плотно соприкасаются друг с другом. Характерно наличие точечных рудных включений, переполняющих прослой–линзочки слюды. Серицит характеризуется слабой интерференционной окраской, наблюдается в сростании с хлоритом. Оптика следующая: $n_g (n_m) = 1,590$.

Хлорит аномально–зеленого цвета резко плеохроирует от зеленого по $Np >$ до желтого, светло–желтого по Ng , отмечен в параллельном сростании с мусковитом. Оптические данные таковы: $n_g (n_m) = 1,600 + 1,605$. Вместе с мусковитом образует линзочки–прослой, субпараллельная ориентировка которых придает текстуре породы сланцеватый характер.

Биотит светло–, грязно– или зеленовато–бурый, встречается редко и в незначительном количестве. Биотит обесцвечивается и хлоритизируется.

Турмалин обнаружен в виде крупных или мелких призматических зерен или их обломков; зеленовато–бурый (Np) до бесцветного, соломенно–желтого (Ng) тона; плеохроизм обычный и резкий. Циркон встречается в крайне незначительных количествах, но постоянно в слюдистых прослоях–линзочках. Апатит установлен в незначительных количествах, но размер его зерен может достигать 0,2–0,5 мм. Зерна апатита удлиненно–неправильной формы, ориентируются согласно со сланцеватостью. Оптика следующая: $n_g = 1,633$, $n_p = 1,629$, $n_g - n_p = 0,004$. По оптическим данным его можно отнести к фторапатиту. Рутил ярко– или красно–бурого цвета отмечается крайне редко в виде одиночных мелких зерен, но однажды было встречено зерно рутила 2,5–3 мм.

Эпидот был встречен в незначительном количестве в хлорит–мусковитовом сланце по левому берегу р. Тисы, выше потока Довгорунь. Чаще это сростки или скопления отдельных зерен среди слюдистых минералов, реже обнаружены крупные (до 0,25–0,5 мм) зерна. Эпидот характеризуется высокой интерференционной окраской, но наблюдаются голубовато–серые, менее рельефные зерна, приближающиеся к клиноцоизиту.

Химический состав юрских карбонатно–сланцеватых пород приведен в табл. II. Пересчет анализов на коэффициенты по методу Н. П. Семе-

Т а б л и ц а 11

Химический состав карбонатно-глинистых пород, вес, %

| Компонент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|-----------|--------|-------|-------|-------|--------|
| SiO_2 | 39,07 | 49,50 | 55,97 | 55,83 | 51,54 |
| TiO_2 | 0,35 | 1,72 | 1,08 | 0,56 | 0,53 |
| Al_2O_3 | 6,24 | 15,82 | 21,21 | 10,83 | 10,65 |
| Fe_2O_3 | 4,24 | 3,10 | 2,45 | 1,15 | 1,02 |
| FeO | 1,93 | 7,27 | 4,10 | 1,66 | 1,30 |
| MnO | 0,12 | 0,21 | 0,05 | 0,06 | 0,07 |
| MgO | 1,62 | 6,68 | 2,77 | 1,48 | 0,63 |
| CaO | 24,30 | 3,79 | 1,16 | 12,83 | 17,01 |
| Na_2O | 1,30 | 3,60 | 1,22 | 1,12 | 1,22 |
| K_2O | 1,20 | 1,00 | 4,80 | 2,24 | 2,40 |
| P_2O_5 | 0,08 | 0,21 | 0,23 | 0,17 | 0,09 |
| SO_3 | 0,18 | - | - | 0,07 | 0,07 |
| CO_2 | 18,10 | - | - | - | - |
| H_2O^- | 0,06 | 0,15 | 0,18 | 0,10 | 0,07 |
| H_2O^+ | 1,66 | 6,66 | 4,53 | 11,56 | 13,72 |
| Сумма | 100,36 | 99,71 | 99,75 | 99,66 | 100,32 |

Химические коэффициенты по Н.П.Семенову

| | | | | | |
|-----------|----|----|----|----|----|
| <i>A</i> | 10 | 29 | 54 | 26 | 23 |
| <i>F</i> | 13 | 27 | 23 | 9 | 7 |
| <i>M</i> | 6 | 31 | 18 | 9 | 3 |
| <i>C</i> | 71 | 3 | 5 | 56 | 67 |
| <i>T</i> | - | 12 | 52 | - | - |
| <i>FM</i> | 19 | 58 | 41 | 18 | 10 |

Примечание. 1 - обр. 28, карбонатно-глинисто-хлоритовый сланец, поток Довгорунь; 2 - обр. 10, хлоритовый сланец, поток Довгорунь; 3 - обр. 9, карбонатно-мусковитовая порода, поток Довгорунь; 4 - обр. 11, известняк метаморфизованный с мусковитом, поток Довгорунь; 5 - обр. 12, известняк метаморфизованный с мусковитом, поток Довгорунь.

Семенов [51] позволяет отнести эти породы к собственно известково-карбонатному или глиноземисто-известковому изохимическому ряду. Такие породы образуются при метаморфизме карбонатных осадков (породы собственно известково-карбонатного ряда) или мергелистых осадков (породы глиноземисто-известкового ряда).

МИНЕРАЛЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Породообразующие минералы кристаллических сланцев представлены минералами среднетемпературными, образовавшимися в результате прогрессивного метаморфизма, и низкотемпературными – регрессивного метаморфизма, или полидиафтореза. Особый интерес для выяснения условий метаморфизма домезозойского комплекса представляют минералы амфиболитовой фации олигоклаз (олигоклаз–андезин), биотит, роговая обманка, гранат, ставролит и минералы фации зеленых сланцев: альбит, эпидот, хлорит, мусковит. Характеристику второстепенных и аксессуарных минералов приводим при описании минеральных ассоциаций пород.

Кварц – наиболее распространенный минерал кристаллических сланцев. Отмечен он во всех разновидностях пород, но в разных количествах. В амфиболитах кварц приобретает меньшее значение по отношению к роговой обманке, особенно в эпидотизированных разновидностях, и в небольших количествах встречается в мраморах.

Отчетливо различается несколько разновидностей кварца: серый, мутный, содержащий многочисленные точечные включения, и бесцветный, прозрачный, свободный от посторонних включений.

Кварц распределен в породах равномерно или в результате метаморфической дифференциации обособляется в отдельные прослоинзочки. В таких прослоях, почти мономинеральных по составу, отдельные зерна кварца имеют зубчатые края и плотно соприкасаются, врастая друг в друга (зубчатая структура). Точечные включения располагаются или по многочисленным трещинкам, пересекающим подряд несколько зерен кварца, или разбросаны беспорядочно. Отмечены вроски плагиоклаза, мусковита (и серицита), хлорита, рудного минерала в кварце. В результате проявившегося катаклаза нарушалась структура кристаллов кварца, что выразилось в волнистом, обломочном, мозаичном угасании его зерен. Нередко динамические воз-

действия проявлялись в появлении катаклазированных и милонитизированных участков в породе. Такие участки служили хорошими путями для следования минерализированных растворов с кремнеземом, о чем свидетельствует наличие секущих прожилков, выполненных молочно-белым кварцем.

Кварц в результате наложенных метаморфических процессов испытал неоднократную перекристаллизацию. Разнообразие его взаимоотношений с другими минералами вызвано различными условиями образования. С одной стороны, кварц захватывается другими минералами в процессе роста (например, гранатом, ставролитом, слюдами) — в этом выражается его пассивная роль; с другой — он активно воздействует на окружающие минералы и замещает их, особенно деформированные и раздробленные зерна этих минералов (например, развитие кварца по микротрещинкам того же граната, ставролита). Поэтому, отмечая наличие разновидностей кварца, необходимо отметить, что весь кварц кристаллических сланцев принадлежит одной метаморфической генерации. Только в зависимости от условий минералообразования в различные этапы метаморфизма различной была форма выделения кварца. В основную фазу метаморфизма образуются удлиненные зерна кварца с субпараллельной ориентировкой. В направлении сланцеватости в большинстве случаев располагается ось Nm . При повторном метаморфизме — полидиафорезе происходит дальнейшая перекристаллизация кварца, но при отсутствии стресса такая перекристаллизация обусловила произвольную ориентировку изометрических зерен кварца.

Полевые шпаты в количественном отношении уступают кварцу. Они обнаружены в разных количествах, будучи породообразующими минералами большинства слюдястых сланцев, гнейсов, амфиболитов, и в незначительных количествах встречаются в мраморах и некоторых кварцитах деловещкой свиты.

Полевые шпаты разнообразны по составу и представлены альбитом, олигоклазом (олигоклаз-андезином) и калиевым полевым шпатом.

Плаггиоклазы наиболее широко развиты в гнейсах, узловатых гранат-ставролит-двуслюдяных сланцах, амфиболитах, порфириодах. Наблюдаются они в виде крупных ксеноморфных зерен или табличек, призмочек с корродированными краями размером 0,5–2,5 мм, всегда крупнее зерен кварца. Иногда плаггиоклазы образуют порфирокласты, края которых нечеткие, раздробленные; наблюдается по-

степенный переход такого порфирикаста в основную ткань породы — порфирикластическая структура. Отмечена субпараллельная ориентировка удлинённых порфириобластов и порфирикластов плаггиоклаза.

Олигоклаз серицитизирован и соспиритизирован, переполнен пойкилитовыми вростками кварца, мусковита, биотита и других минералов. Серицит развивается по многочисленным трещинкам спайности, двойниковым швам, иногда почти совершенно замещает плаггиоклаз.

Так как плаггиоклазы очень изменены, четкие границы двойниковых швов и спайности не видны, замеры на федоровском столике затруднены. Результаты замеров и контроль основности по показателям преломления некоторых наименее изменённых плаггиоклазов приводились ранее [13, 18]. Поскольку результаты определения обоими методами сходны в случаях, когда замеры на федоровском столике были невозможны, номер плаггиоклаза определялся по показателю преломления.

Не замечено приуроченности плаггиоклаза определенного состава к какой-либо разновидности пород. Состав плаггиоклаза различен — от олигоклаза, олигоклаз-андезина 30–35% *Al* до почти чистого альбита. При этом четко устанавливается зависимость основности плаггиоклаза от степени диафорических изменений пород. Олигоклаз чаще встречается в узловатых ставролит-гранат-двусланяных сланцах и гнейсах, амфиболитах белопотокской свиты, замечен в сланцах дельцевской свиты; но в эпидотизированных амфиболитах и хлоритизированных сланцах чаще обнаружен чистый, прозрачный, свободный от посторонних примесей альбит.

Для плаггиоклазов характерны изогнутые, клиновидные, узкие двойники. Двойникование большей частью происходит в ставролит-гранат-двусланяных сланцах по альбитовому, альбит-карлсбадскому и манебахскому законам, в ортогнейсах — по переклиновому, в амфиболитах, различных по составу слюдястых и кварцитовых сланцах — по альбитовому и карлсбадскому законам.

В некоторых табличках плаггиоклаза на стыке его с калиевым полевым шпатом наблюдаются мирмецитовые вростки кварца; иногда количество вростков значительно — зерна такого плаггиоклаза приобретают микросетчатую структуру.

Динамические процессы оказали влияние на плаггиоклазы в такой же мере, как и на другие минералы. Катаклиз проявился в изгибании зерен плаггиоклаза и в резком волнистом их угасании, дроблении и деформации порфириобластов.

Различные условия метаморфизма кристаллических сланцев отразились на составе плагиоклазов, состав которых зависит от условий метаморфизма. Типичным плагиоклазом прогрессивного этапа метаморфизма можно считать олигоклаз (олигоклаз-андезин), который всегда находится в парагенетической ассоциации с такими типичными для амфиболитовой фации метаморфизма минералами, как роговая обманка, биотит, гранат, ставролит. Альбит является продуктом регрессивного этапа метаморфизма фации зеленых сланцев и обнаружен в ассоциации с хлоритом, мусковитом, эпидотом. Таким образом, можно сделать вывод, что диафорические изменения полевых шпатов сопровождались деанортризацией плагиоклаза, альбитизация сопровождается процессами хлоритизации, мусковитизации и эпидотизации пород.

Калиевый полевой шпат наиболее развит в гнейсах белопотокской свиты, особенно в очковых гнейсах по потокам Яворниковому, Лещинка и в катаклазированных гранитах. В очковых гнейсах количество его составляет до 25-40% состава породы, размер "очков" достигает 0,5-1,0 см.

Калиевый полевой шпат представлен микроклином. Показатели преломления, замеренные в иммерсионных жидкостях, таковы: $n_g = 1,523-1,527$, $n_p = 1,516-1,520$. Оптическая ориентировка микроклина: угол между Nm : $10,1$ составляет $8-9^\circ$ (у ортоклаза этот угол обычно меньше 5°), угол оптических осей отрицательный $-78-79^\circ$.

Биотит - распространенный минерал, обнаружен в кристаллических сланцах, плагиогнейсах и очковых гнейсах, кварцитах и кварцитовых сланцах. Распределен биотит в породах равномерно или в результате метаморфической дифференциации обособляется в узкие прослои - линзочки, согласные со сланцеватостью породы и приобретающие мономинеральный характер. Нередко биотит образует порфиробласты.

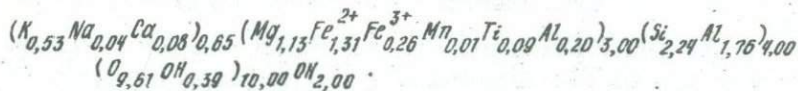
Биотит представлен чешуйками, листочками размером в среднем 2-3 мм по длинной оси. Приведенный в табл.12 зеленовато-бурый биотит нормально и интенсивно плеохроирует от зеленовато-бурого по $N_g >$ до почти бесцветного, зеленоватого, желтого по N_p тона, $n_g (n_m) = 1,650 \pm 0,002$. Светопреломление биотита различно даже в одной протолочке. Поэтому показатель преломления взят усредненный, по которому можно судить о максимальной железистости биотита из данной пробы.

Биотит отмечен вместе с мусковитом и хлоритом; параллельные сростания этих минералов обычны и часто наблюдаются. Мусковитиза-

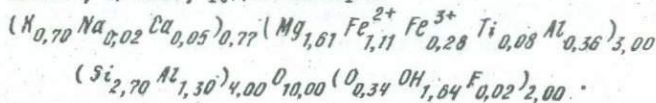
Химический состав биотитов

| Компонент | 1 | | 2 | |
|-----------------|-------------|-----------------|-------------|-----------------|
| | Вес. % | Мол. количество | Вес. % | Мол. количество |
| SiO_2 | 30,30 | 0,504 | 35,21 | 0,586 |
| TiO_2 | 1,54 | 0,019 | 1,46 | 0,019 |
| Al_2O_3 | 22,32 | 0,219 | 18,35 | 0,180 |
| Fe_2O_3 | 4,68 | 0,029 | 5,01 | 0,031 |
| FeO | 20,97 | 0,292 | 17,06 | 0,238 |
| MnO | 0,17 | 0,003 | 0,12 | 0,001 |
| MgO | 10,17 | 0,252 | 10,13 | 0,250 |
| CaO | 0,98 | 0,018 | 0,56 | 0,011 |
| Na_2O | 0,30 | 0,005 | 0,10 | 0,002 |
| K_2O | 5,60 | 0,059 | 7,22 | 0,076 |
| H_2O^- | 0,12 | 0,006 | 0,21 | 0,011 |
| H_2O^+ | 2,57 | 0,144 | 4,67 | 0,261 |
| С у м м а | 99,72 | | 100,15-0,06 | 100,09F - 0,14 |
| Уд. вес | 3,014 | | 2,989 | |
| f | 58,1 | | 54,5 | |
| f без Fe_2O_3 | 53,5 | | 49,0 | |
| al | 50,5 | | 43,0 | |
| $n_g (n_m)$ | 1,650±0,002 | | 1,645±0,002 | |

П р и м е ч а н и е. 1 - биотит из узлового двуслюдяного сланца, поток Довгорунь, обр. 25, парагенезис - кварц, плагиоклаз, мусковит, гранат, хлорит, апатит, рудный минерал



2 - биотит из биотитового ортогнейса, поток Тарничин, обр. 37, парагенезис - кварц, плагиоклаз, калишпат, мусковит, гранит, хлорит, апатит, цоизит, рудный минерал



Все химические анализы минералов выполнены Б.В.Мирской.

ция и хлоритизация биотита — обычное явление; освобождающееся при этих процессах железо в виде окислов фиксируется по многочисленным трещинкам спайности мусковита и хлорита. В биотитах встречены включения апатита, циркона, турмалина и других минералов, наблюдаются выделения рутила в виде сагенита. Наличие сагенитовых решеток может свидетельствовать о более высокотемпературных условиях образования биотитов.

Химический анализ биотита (см. табл.12) пересчитан на кристаллохимическую формулу по катионному методу. Химический анализ показал, что в биотите наблюдается некоторый избыток алюминия и недостаток кремния. Поэтому недостающее количество кремния в кремнекислородных тетраэдрах пришлось компенсировать алюминием. Оставшийся после заполнения кремнекислородных тетраэдров алюминий изоморфно замещает магний в октаэдрической позиции и создает переход к мусковитам.

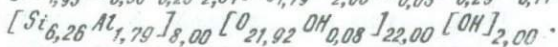
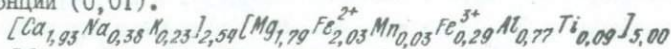
Полуколичественным спектральным анализом в биотитах определены (вес.%): никель (0,006–0,03), кобальт (0,002–0,01), ванадий (0,01–0,05), хром (0,01–0,05), цирконий (0,003–0,01), медь (0,0003–0,001), свинец (0,01), галлий (0,003–0,006), бериллий (0,003), скандий (0,001–0,003), лантан (0,003), иттрий (0,002–0,003), иттербий (0,0003), ниобий (0,02).

По составу двухвалентных катионов в октаэдрической координации исследуемый нами биотит можно отнести к магниезально-железистой разновидности. Кремний в биотитах находится в тетраэдрической координации, но замещается алюминием, количество которого находится в пределах, установленных Л.П.Никитиной, В.Я.Хильтовой [45] для пород эпидот-амфиболитовой фации. Титан в шестерной координации встречен в количестве, не большем чем для средних значений [72] амфиболитовой и более низкотемпературных фаций. К этим же фациям биотит можно отнести по глиноземистости (Al), т.е. отношению полоторных окислов к сумме $FeO + MnO + MgO$.

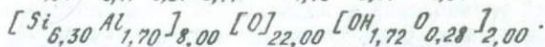
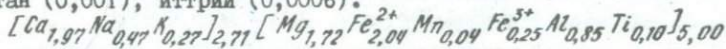
Роговая обманка установлена в амфиболитах и амфиболитовых сланцах. Она образует в амфиболитах призматические идиобласти различного размера: от 0,2–0,5 до 1,0–3,0 мм. Ориентировочное расположение призматических зерен роговой обманки придает массивной текстуре амфиболитов сланцеватый характер. Характерны вроски сфена, образующегося, видимо, при соответствующих изменениях титаномангнетита, а также включения апатита, циркона, плагиоклаза, кварца и других минералов. Такие вторичные процессы, как эпидотизация, хлоритизация и карбонатизация, характерны для амфиболитов.

| Компонент | 1 | | 2 | | 3 | |
|---|--------|----------------------|--------|----------------------|--------|----------------------|
| | Вес. % | Мол. коли- чество | Вес. % | Мол. коли- чество | Вес. % | Мол. коли- чество |
| <i>SiO₂</i> | 41,09 | 0,684 | 41,55 | 0,692 | 43,66 | 0,728 |
| <i>TiO₂</i> | 0,80 | 0,010 | 0,95 | 0,012 | 0,60 | 0,008 |
| <i>Al₂O₃</i> | 14,40 | 0,141 | 14,35 | 0,140 | 13,84 | 0,135 |
| <i>Fe₂O₃</i> | 2,50 | 0,016 | 2,30 | 0,014 | 1,28 | 0,008 |
| <i>FeO</i> | 16,09 | 0,224 | 16,09 | 0,234 | 14,80 | 0,206 |
| <i>MnO</i> | 0,33 | 0,004 | 0,28 | 0,004 | 0,21 | 0,003 |
| <i>MgO</i> | 7,93 | 0,198 | 7,64 | 0,189 | 10,70 | 0,265 |
| <i>CaO</i> | 11,90 | 0,212 | 12,08 | 0,216 | 11,62 | 0,207 |
| <i>Na₂O</i> | 1,30 | 0,021 | 1,60 | 0,026 | 1,00 | 0,016 |
| <i>K₂O</i> | 1,20 | 0,013 | 1,40 | 0,015 | 0,60 | 0,006 |
| <i>H₂O⁻</i> | 0,10 | (0,006) | 2,02 | (0,001) | 0,16 | (0,003) |
| <i>H₂O⁺</i> | 2,16 | 0,120 | 2,14 | 0,117 | 2,00 | 0,111 |
| С у м м а | 99,85 | | 102,40 | | 100,47 | |
| Уд. вес | 3,302 | | 3,267 | | - | |
| <i>f</i> | 56,3 | | 57,1 | | 45,5 | |
| <i>f</i> без <i>Fe₂O₃</i> | 53,0 | | 54,2 | | 43,9 | |
| <i>n_g</i> | 1,683 | | 1,680 | | 1,674 | |
| <i>n_p</i> | 1,662 | | 1,661 | | 1,656 | |
| -2 <i>V</i> | 80° | | 74° | | 78° | |

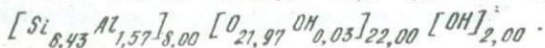
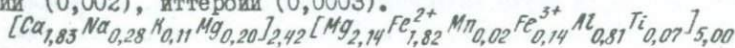
П р и м е ч а н и е . 1 - роговая обманка из амфиболита, поток Яворниковый, обр. К-6, парагенезис-кварц, плагиоклаз, эпидот, кальцит, серицит, сфен, апатит, циркон. Спектральным анализом обнаружены (%): марганец (0,03), никель (0,001), кобальт (0,002), титан (0,1), ванадий (0,01), хром (0,001), цирконий (0,003), цинк (0,01), галлий (<0,001), бериллий (<0,0001), лантан (0,002), иттрий (0,0003), стронций (0,01).



2 - роговая обманка из амфиболита, поток Яворниковый, обр. К-7, парагенезис-кварц, плагиоклаз, эпидот, кальцит, серицит, сфен, апатит, циркон. Спектральным анализом обнаружены (вес. %): никель (0,001), кобальт (0,001), титан (0,1-0,2), хром (0,004), цирконий (0,004), лантан (0,001), иттрий (0,0006).



3 - роговая обманка из амфиболита, поток Бредцель, обр. К-13, парагенезис-кварц, плагиоклаз, гранат, хлорит, кальцит, апатит. Спектральным анализом обнаружены (%): марганец (0,2), никель (0,003), кобальт (0,003), титан (0,3), ванадий (0,03), хром (0,02-0,03), цирконий (0,006), медь (<0,0001), свинец (0,001), цинк (0,01), галлий (0,003), бериллий (<0,0001), скандий (0,004), лантан (0,001), иттрий (0,002), иттербий (0,0003).



Оптические свойства роговых обманок из амфиболитов следующие: плеохроизм от зеленого, темно-зеленого, нередко с характерным голубоватым оттенком по N_g , желто-голубовато-зеленого по N_m , а также соломенно- и светло-желтого по N_p , угасание косою $cN_g = 14-18^\circ$, $n_g = 1,674-1,683$, $n_p = 1,656-1,662$, $-2V = 74-80^\circ$. Повсеместно наблюдается обесцвечивание роговой обманки, что можно связать с актинолитизацией ее, и уменьшение показателя преломления до близкого к актинолитовым разностям, т.е. уменьшение железистости.

Химические анализы роговых обманок (см. табл.13) пересчитаны на кристаллохимические формулы по катионному методу. Атомное количество кремния в четвертой координации изменяется в узких пределах (6,21-6,43). По данным И.С.Усенко [68], раховские роговые обманки можно отнести к переходным ($Si \leq 6,50$) разностям между кислыми и основными, характерным для сравнительно высокотемпературных роговых обманок. Алюминий роговых обманок распределяется между катионами четверной и шестерной координаций, и это соотношение выдерживается равным 1:2. Содержание щелочей сравнительно низкое. Железистость роговых обманок по оптическим данным составляет 36-40 мол.% и несколько выше по химическому анализу - 45,5 - 57,1 мол.%.

Исследования показали, что карпатские амфиболы не отличаются от обычных зеленых роговых обманок амфиболитовой ступени метаморфизма. Наличие в парагенетической ассоциации с роговой обманкой граната альмандинового состава несколько повышает степень метаморфизма [68], а наличие в амфиболитах ассоциации зелено-сланцевой фации не вызывает сомнений: в парагенезисах этой фации обыкновенная зеленая роговая обманка не устойчива и замещается хлоритом и эпидотом, а олигоклаз превращается в альбит.

Гранат наиболее широко развит в крупнозернистых узловатых двуслюдяных сланцах, где образует равновесную фазу в минеральной ассоциации биотит + гранат + ставролит + мусковит + микроклин + олигоклаз + кварц. Ассоциация эта распространена, между минералами нет реакционных взаимоотношений. В меньших количествах гранат отмечен в различных по составу сланцах, гнейсах и амфиболитах.

Гранат образует крупные (около 2,5-3,5 мм) пойкилопорфириобласти в слюдистых прослойках сланцев, чешуйки мусковита и биотита (и хлорита) как бы обтекают порфириобласти. Идиоморфизм граната не всегда четко выражен, и нередко слюдистые минералы

врастают в зерна граната. Пойкилитовые ростки кварца, плагиоклаза, мусковита, биотита и других минералов обычны и настолько переполняют зерна граната, что придают им ситовидный характер. В амфиболитах зерна граната мелкие (0,4–0,6 мм) и содержат меньше ростков других минералов.

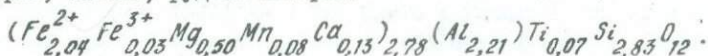
Гранат розовых, светло-, темно- и буровато-розовых тонов. Показатели преломления гранатов замерялись методом "фокального экранирования": $n = 1,795+1,805$. В условиях диафтореза гранат замещается хлоритоподобным минералом, который развивается по многочисленным трещинкам и характеризуется желтовато-зелеными тонами ($n'_g = 1,632$), плеохроирует по биотитовой схеме и образует спутанно-волокнистые агрегаты с радиально-лучистым погасанием. Нередки полные псевдоморфозы вторичных минералов по гранатам.

Т а б л и ц а 14

Химический состав граната

| Компонент | Вес. % | Мол. количество | Компонент | Вес. % | Мол. количество |
|-----------|--------|-----------------|---------------|--------|-----------------|
| SiO_2 | 35,35 | 0,588 | Na_2O | 0,30 | 0,005 |
| TiO_2 | 1,10 | 0,014 | H_2O | 0,60 | 0,006 |
| Al_2O_3 | 23,47 | 0,230 | H_2O^+ | 0,58 | - |
| Fe_2O_3 | 0,55 | 0,003 | Сумма | 99,26 | - |
| FeO | 30,47 | 0,425 | Уд. вес | 3,963 | |
| MnO | 1,20 | 0,017 | Ca-компонент | 3,9 | |
| MgO | 4,16 | 0,104 | $FeO/FeO+MgO$ | 80,5 | |
| CaO | 1,48 | 0,027 | | | |

Примечание. Гранат из двуслюдяного сланца, поток Довгорунь, обр. 25, парагенезис – кварц, плагиоклаз, биотит, мусковит, хлорит, апатит, рудный минерал.



Компонентный состав (%): альмандин – 74,5, пироп – 8,5, спессартин – 3, гроссуляра – 2,2, андрадит – 1,7.

Химический анализ граната из крупнозернистого двуслюдяного сланца потока Довгорунь (табл. 14) пересчитан по катионному методу на кристаллохимическую формулу (при этом щелочи считались за постороннюю примесь и отбрасывались). Наши данные и пять анализов, опубликованных ранее [16], показывают избыток окисного железа

(возможно, в результате недоопределения закисного железа), вследствие чего в формулах минералов наблюдается избыток трехвалентных катионов. Поэтому избыточное трехвалентное железо переведено в группу двухвалентных катионов и рассчитано вместе с двухвалентным железом как альмандиновый компонент. Избыток окисного железа не пересчитывался на закисное, так как принятое здесь написание формулы граната подчеркивает дефект химического анализа [58]. Пересчет анализа на минеральные компоненты, произведенный по кристаллохимической формуле, показывает принадлежность граната к пироп-альмандиновому типу, который отличается высокой железистостью ($FeO/FeO + MgO = 80,5$) и малым содержанием Са-компонента, равным 3,9.

Полуколичественным спектральным анализом в гранатах обнаружены (вес.%): никель (0,001), кобальт (0,001-0,003), ванадий (0,001-0,003), цирконий (0,001-0,006), медь (0,0006), свинец (0,003), стронций (0,01), германий (0,003), скандий (0,006), иттрий (0,01-0,03), иттербий (0,003-0,01).

В результате проведенных исследований гранатов установлено, что они являются сложными четырех- или пятикомпонентными минералами пироп-альмандинового состава с постоянно находящимися молекулами спессартина и гроссуляра, иногда андрадита. По классификации Н.В.Соболева [58], их следует относить к малокальциевым альмандиновым гранатам, типичным для амфиболитовой фации метаморфизма. Уже отмечалось, что в результате зеленосланцевого диафореза гранат замещается хлоритоподобным минералом. Однако в самом гранате не замечено изменения в содержании компонентов или они незначительны, хотя при высокотемпературном диафорезе [20] железистость граната повышается значительно.

Е.И.Лавренко [33] приводит один анализ альмандина из хлорит-серпичитовых сланцев верхней части разреза метаморфической толщи со значительным содержанием андрадитового (14%) и спессартинового (13%) компонентов и небольшим количеством пироба (5%). Из кристаллических сланцев Чивчинских гор [41] гранаты содержат более или менее постоянное количество андрадитового компонента (18,3-11,4%), немного пиропового (6,0-12,1%) и очень мало спессартинового (1,7-4,2%). Естественно, что в верхах кристаллического комплекса гранаты бедны пироповым компонентом и приближаются к гранатам из мусковитовых, серпичитовых сланцев и амфиболитов. Исследуемые нами гранаты, взятые из низов кристаллического комплекса, всегда содержат пироповый компонент и бедны спессартином при широких вари-

ациях содержания гроссулярового и андрадитового компонентов и поэтому свидетельствуют о более высоких термодинамических условиях метаморфизма, отвечающих амфиболитовой фации. К такому же выводу пришел О.И.Матковский [41], который связывает изменение состава альмандиновых гранатов с химизмом и различной степенью метаморфизма вмещающих пород.

Эпидотовые минералы представлены собственно эпидотом, клиноцоизитом и цоизитом. Эпидот наиболее характерен для амфиболитов и амфиболовых сланцев, в биотитовых гнейсах встречается клиноцоизит и цоизит, причем последний нередко в виде единичных зерен в различных сланцах. Эпидот образуется по роговой обманке и плагиоклазу. Поэтому, соответственно, различаются более или менее железистые разновидности или эпидоты промежуточного состава, когда эпидотизации одновременно подвергаются феррические и салитические составные части породы. Клиноцоизит и цоизит развиваются среди зерен плагиоклаза при минимальном содержании железа в окружающей среде, образуя при этом идиобластические выделения.

Эпидот в амфиболитах представлен неправильной формы зернами размером 0,2-0,5 мм или призматическими и изометрическими зернами. Оптические свойства эпидота таковы: $n_g = 1,762$, $n_p = 1,732$, $n_g - n_p = 0,030$, $-2V = 80^\circ$.

Химический анализ эпидота (см. табл.15) из амфиболита пересчитан на кристаллохимическую формулу по катионному методу. Алюминий распределяется между катионами четверной и шестерной координаций. Наблюдается некоторый избыток титана, который оставлен в шестерной координации, а избыточное количество закисного железа при этом не переводилось в восьмерную координацию. О.И.Матковский [41] предполагает здесь изоморфное замещение титанов трехвалентного железа или алюминия с одновременным замещением кальция натрием и калием.

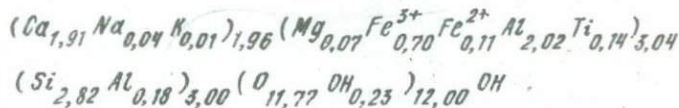
Полуколичественным спектральным анализом определены (вес.%): медь (0,01), свинец (0,003), иттрий (0,01), иттербий (0,0001).

Относительно фациальных особенностей эпидотов существуют разноречивые мнения. Поэтому при определении фациальной принадлежности раховских эпидотов мы руководствовались не их кристаллохимическими свойствами и, железистостью, а наблюдением над взаимоотношениями минералов в шлифах. Вслед за Н.Г.Судовиковым [60] считаем критической для фации зеленых сланцев ассоциацию альбит + эпидот и альбит + эпидот + хлорит и относим эпидот к минералам

Химический состав эпидота

| Компонент | Вес. % | Мол. коли- чество | Компонент | Вес. % | Мол. коли- чество |
|-----------|--------|----------------------|---------------------|--------|----------------------|
| SiO_2 | 35,20 | 0,586 | H_2O | 0,10 | 0,001 |
| TiO_2 | 2,40 | 0,030 | H_2O^- | 0,08 | - |
| Al_2O_3 | 23,39 | 0,229 | H_2O^+ | 2,58 | 0,144 |
| Fe_2O_3 | 11,66 | 0,073 | Сумма | 100 | |
| FeO | 1,72 | 0,024 | Уд. вес | 3,448 | |
| MnO | 0,02 | - | | | |
| MgO | 0,62 | 0,015 | Fe_2O_3 100% | 24,2 | |
| CaO | 22,32 | 0,398 | $Fe_2O_3^+ Al_2O_3$ | | |
| Na_2O | 0,35 | 0,005 | | | |

Примечание. Эпидот из эпидотового амфиболита, поток Мал. Берлебах, обр. 14, парагенезис - кварц, плагиоклаз, роговая обманка, хлорит, кальцит.



зеленосланцевой фации, хотя образование его в других термодинамических условиях в исследованном районе нельзя исключить полностью.

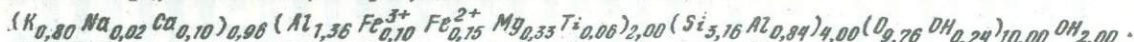
Мусковит отмечен в метаморфических сланцах и гнейсах и является породообразующим минералом мусковит-хлоритовых, мусковитовых, кварц-мусковитовых, серицитовых сланцев, где содержание его возрастает до 30-40% всего состава породы.

Мусковит представлен чешуйками размером 2-5 мм по длинной оси, которые равномерно распределены в породе или обособляются в отдельные прослой-линзочки, чередующиеся с таковыми кварцевыми. Мусковит образует порфиробласты или сноповидные скопления, которые располагаются вкрест или перпендикулярно к сланцеватости породы. Порфиробласты и отдельные крупные чешуйки мусковита деформированы, раздроблены, изогнуты и даже смещены относительно друг друга. Мелкочешуйчатая разновидность мусковита - серицит широко развит в кварц-серицитовых сланцах и некоторых кварцитах. Он об-

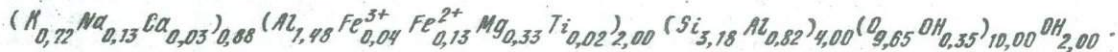
ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МУСКОВИТОВ

| Компо- нент | 1 | | 2 | | 3 | | 4 | | 5 | | 6 | |
|----------------|--------|--------------------|--------------------|--------------------|--------|----------------------|--------|--------------------|--------|--------------------|--------|-----------------|
| | Вес. % | Мол. количество | Вес. % | Мол. количество | Вес. % | Мол. количество | Вес. % | Мол. количество | Вес. % | Мол. количество | Вес. % | Мол. количество |
| SiO_2 | 46,95 | 0,782 | 49,25 | 0,820 | 47,25 | 0,787 | 46,47 | 0,774 | 46,40 | 0,773 | 45,15 | 0,752 |
| TiO_2 | 1,20 | 0,015 | 0,44 | 0,005 | 0,41 | 0,005 | 0,49 | 0,006 | 1,05 | 0,013 | 1,85 | 0,023 |
| Al_2O_3 | 27,92 | 0,274 | 30,27 | 0,297 | 32,10 | 0,315 | 35,42 | 0,347 | 28,62 | 0,281 | 31,76 | 0,312 |
| Fe_2O_3 | 1,93 | 0,012 | 0,66 | 0,004 | 1,24 | 0,007 | 0,65 | 0,004 | 3,78 | 0,024 | 0,74 | 0,004 |
| FeO | 2,58 | 0,036 | 2,29 | 0,032 | 1,40 | 0,019 | 0,86 | 0,012 | 2,73 | 0,038 | 2,58 | 0,036 |
| MnO | 0,06 | - | 0,01 | - | 0,01 | - | 0,01 | - | 0,08 | - | - | - |
| MgO | 3,27 | 0,082 | 3,42 | 0,084 | 2,53 | 0,062 | 0,18 | 0,005 | 2,51 | 0,062 | 2,70 | 0,067 |
| CaO | 1,40 | 0,025 | 0,42 | 0,007 | 0,56 | 0,011 | 0,35 | 0,006 | 0,42 | 0,007 | 0,42 | 0,007 |
| Na_2O | 0,30 | 0,003 | 1,00 | 0,016 | 0,90 | 0,015 | 1,70 | 0,027 | 0,60 | 0,010 | 0,30 | 0,005 |
| K_2O | 9,30 | 0,099 | 8,82 | 0,093 | 9,20 | 0,098 | 10,00 | 0,106 | 9,80 | 0,104 | 9,40 | 0,100 |
| H_2O^- | - | - | 0,30 | - | 0,10 | - | 0,12 | - | 0,14 | - | - | - |
| H_2O^+ | 4,83 | 0,266 | 2,88 | 0,161 | 4,65 | 0,258 | 4,14 | 0,228 | 4,29 | 0,239 | 4,87 | 0,272 |
| F | - | - | 0,03 | 0,001 | 0,07 | 0,005 | 0,04 | 0,003 | - | - | - | - |
| Сумма | 99,74 | | 99,79-0,01 = 99,78 | | | 100,43-0,02 = 100,42 | | | 99,77 | | | |
| | | | 100,42-0,03 | | | 100,41 | | | | | | |
| | | | 100,39 | | | | | | | | | |
| Уд. вес | 2,926 | | 2,789 | | 2,826 | | 2,805 | | - | | | - |

Примечание. 1 - мусковит из мусковит-хлоритового сланца, поток Мал.Розис, обр.13, парагенезис - кварц, плагиоклаз, хлорит, апатит.



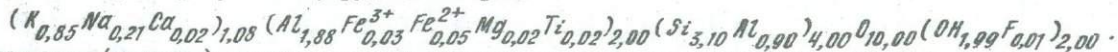
2 - мусковит из мусковитового сланца, поток Мал.Берлебаш, обр.15, парагенезис - кварц, плагиоклаз, биотит, гранат, апатит.



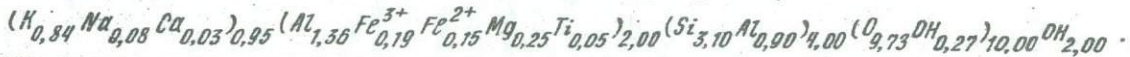
3 - мусковит (серицит) из серицитового сланца, г.Камень Клевка, обр.16, парагенезис - кварц, плагиоклаз, хлорит, апатит.



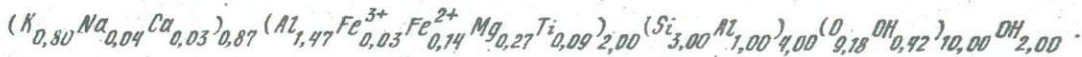
4 - мусковит из двуслыдяного сланца, поток Довгорунь, обр.25, парагенезис - кварц, плагиоклаз, биотит, гранат, хлорит, апатит, рудный минерал.



5 - мусковит (серицит) из кварц-хлорит-серицитового сланца, поток Кузя, обр.К-1, парагенезис - кварц, плагиоклаз, хлорит, биотит, апатит. Спектральным анализом обнаружены (вес.%) марганец (0,003), никель (0,0006), титан (0,2), ванадий (0,006), хром (0,01) цирконий (0,006), ниобий (<0,001), медь (<0,0001), олово (0,0003), галлий (0,002), бериллий (0,0001), скандий (0,001), лантан (0,001), иттрий (0,001-0,002), иттербий (0,0001), барий (0,1).



6 - мусковит из слюдяно-хлоритового сланца, карьер Мал.Розис, обр.27, парагенезис - кварц, плагиоклаз, хлорит, апатит.



разует вытянутые по сланцеватости скопления мелких чешуек или равномерно распределяется в породах согласно со сланцеватостью. Серицит развивается как вторичный минерал по плагиоклазам и ставролиту.

Мусковит в мономинеральной фракции характеризуется белым серебристо-серым, бледным зеленовато-желтым, реже - светлым буровато-зеленовато-желтым цветом. Нередки черные включения графитового или рудного минерала. Для серицита характерен серебристо-белый, иногда с желтоватым оттенком цвет с жирным блеском; он мягкий, жирный и вязкий, тонкозернистый. Для мусковита характерна резко выраженная псевдоабсорбция и наличие пойкилитовых вростков кварца, плагиоклаза, граната, титанита, отмечены включения пирита и других рудных минералов. Показатель преломления постоянен, $n_g(n_m) = 1,583$.

Мусковит наблюдается в параллельном срастании с биотитом и образуется за счет его: мусковитизация проявляется постепенно и выражается в просветлении и затем полном обесцвечивании биотита. При мусковитизации выносятся железо. Обилие рутила в виде сагеновых решеток и бурых окислов железа дает дополнительное основание предполагать широкое проявление процесса мусковитизации биотита в стадию регрессивного метаморфизма.

Химические анализы мусковитовых слюд (см. табл.16) пересчитаны на кристаллохимические формулы по катионному методу. Анализы показывают, что для раховских мусковитов нехарактерно высокое содержание магния и железа в октаэдрической позиции, в отличие от данных, приводимых О.И.Матковским [41]. Если верно его утверждение, что повышенное содержание магния, окисного и закисного железа типично для пород низких ступеней метаморфизма, то это не должно относиться к раховским мусковитам, где только в единственном случае (см. табл.16, ан.1) несколько повышено содержание закиси железа. Но содержание кремния в тетраэдрическом слое всегда повышено.

Полуколичественным спектральным анализом в мусковитах определены (вес.%): никель (0,001), ванадий (0,001-0,03), молибден (0,001), медь (0,0003), свинец (0,001), олово (0,006), бериллий (0,0003), барий (0,2).

Образование части мусковита за счет биотита в стадию регрессивного метаморфизма не вызывает сомнений. Мусковит отмечен в парагенетической ассоциации с чистым, прозрачным, свободным от

посторонних примесей кварцем, альбитом, реже - эпидотом, что также свидетельствует о невысоких термодинамических условиях его образования. Кроме того, мусковит образуется в участках толды пород, испытавших щелочной метасоматоз, где такие породы подвергаются интенсивному ослюждению. Как вторичный продукт мусковит образуется за счет биотита и полевых шпатов в катаклазированных гранитах, где наблюдается в параллельном сростании с хлоритом. Этим вряд ли исчерпываются все формы и время выделения мусковита в исследованном районе.

Ставролит установлен в крупнозернистых узловатых двуслюдяных сланцах белопотокской свиты. Здесь ставролит образует равновесную фазу в минеральной ассоциации кварц + олигоклаз (олигоклаз-андезит) + микроклин + мусковит + биотит + гранат. Эта минеральная ассоциация распространена нешироко; между слагающими ее минералами реакционных взаимоотношений нет.

Ставролит встречается в кристаллических сланцах в виде крупных пойкилопорфириобластов размером 2,5-3,5 мм до 0,5 см, всегда ориентированных своей длинной осью в направлении сланцеватости породы. Пойкилитовые вростки кварца, плагиоклаза, биотита и других минералов обычны. Нередко они настолько переполняют зерна ставролита, что придают им ситовидный характер. Идиоморфизм ставролита не всегда четко выражен, так как чешуйки слюдистых минералов врастают в порфириобласты ставролита, что может свидетельствовать об одновременной кристаллизации этих минералов.

Ставролит в протолочках желтый или оранжево-желтый, в шлифах характерного золотисто-желтого цвета; интенсивно плеохроирует ($N_g > N_m > N_p$) в таких тонах: N_g золотисто-желтый с розоватым оттенком, N_m светло-желтый, N_p слабо-желтоватый, почти бесцветный.

Ставролит неустойчив в условиях диафореза. По многочисленным разноориентированным трещинкам зерен ставролита развиваются вторичные минералы - светло-зеленый хлорит и серицитоподобный минерал. Нередко наблюдаются псевдоморфизмы вторичных минералов по ставролиту, унаследовавших форму зерен ставролита, его ориентировку в породе. При таких замещениях происходит вынос железа, которое фиксируется в виде окислов. Ставролит замещается вторичными минералами всегда интенсивнее граната.

Исследование кристаллохимических свойств ставролитов проводилось ранее [157]. Тогда же были построены диаграммы корреляции общей железистости ставролита, граната, биотита (по данным хими-

Химический состав шоритов

| Компонент | 1 | | 2 | | 3 | |
|-----------|--------|-----------------|--------|-----------------|--------|-----------------|
| | Вес. % | Мол. количество | Вес. % | Мол. количество | Вес. % | Мол. количество |
| SiO_2 | 29,95 | 0,498 | 31,15 | 0,518 | 28,26 | 0,470 |
| TiO_2 | 0,38 | 0,005 | 0,50 | 0,006 | 0,20 | 0,003 |
| Al_2O_3 | 19,66 | 0,193 | 19,73 | 0,193 | 19,44 | 0,190 |
| Fe_2O_3 | 0,67 | 0,004 | 0,94 | 0,006 | 1,30 | 0,008 |
| FeO | 16,09 | 0,224 | 12,21 | 0,170 | 15,51 | 0,216 |
| MnO | 0,03 | - | 0,03 | - | 0,04 | - |
| MgO | 19,61 | 0,486 | 23,00 | 0,570 | 17,82 | 0,441 |
| CaO | 1,26 | 0,023 | 0,28 | 0,05 | 3,92 | 0,070 |
| Na_2O | 0,50 | 0,008 | 0,30 | 0,005 | 0,30 | 0,005 |
| H_2O | 0,50 | 0,005 | 0,62 | 0,006 | 0,80 | 0,009 |
| H_2O^- | 0,04 | - | 0,32 | - | 0,12 | - |
| H_2O^+ | 11,76 | 0,650 | 11,34 | 0,628 | 12,55 | 0,700 |
| Сумма | 100,45 | | 100,42 | | 100,26 | |

Уд. вес

-

-

-

| | | | |
|---|-------------|-------|-------|
| $n_g (n_m)$ | 1,625±0,007 | 1,618 | 1,628 |
| $S = \frac{SiO_2}{Fe_2O_3}$ | 2,54 | 2,60 | 2,46 |
| $f = \frac{FeO}{MgO}$ | 0,46 | 0,30 | 0,49 |
| $a = \frac{Fe_2O_3}{FeO}$ | 0,02 | 0,04 | 0,04 |
| $F = \frac{FeO + 2Fe_2O_3}{FeO + 2Fe_2O_3 + MgO}$ | 32,4 | 24,2 | 34,4 |

Таблица 17

| 4 | | 5 | | 6 | | 7 | |
|--------|-----------------|-------------|-----------------|--------|-----------------|--------|-----------------|
| Вес.% | Мол. количество | Вес.% | Мол. количество | Вес.% | Мол. количество | Вес.% | Мол. количество |
| 30,28 | 0,504 | 30,25 | 0,503 | 36,44 | 0,606 | 33,50 | 0,558 |
| 0,97 | 0,014 | 0,50 | 0,006 | 1,77 | 0,023 | 1,54 | 0,019 |
| 20,32 | 0,199 | 17,63 | 0,173 | 20,17 | 0,198 | 19,60 | 0,192 |
| 0,80 | 0,005 | 0,24 | 0,001 | 0,34 | 0,002 | 0,67 | 0,004 |
| 13,79 | 0,192 | 13,21 | 0,184 | 12,24 | 0,170 | 13,79 | 0,192 |
| 0,02 | - | 0,04 | - | 0,06 | - | 0,01 | - |
| 18,73 | 0,464 | 18,36 | 0,456 | 15,47 | 0,384 | 17,50 | 0,434 |
| 2,24 | 0,040 | 4,90 | 0,087 | 2,66 | 0,048 | 2,03 | 0,036 |
| 0,50 | 0,008 | 0,50 | 0,008 | 1,80 | 0,029 | 0,48 | 0,008 |
| 0,60 | 0,006 | 0,60 | 0,006 | 1,00 | 0,011 | 1,20 | 0,013 |
| 0,40 | - | 0,20 | - | 0,10 | - | - | - |
| 11,77 | 0,655 | 8,44 | 0,466 | 8,28 | 0,461 | 10,10 | - |
| 100,42 | | 100,33 | | 100,33 | | 100,42 | |
| - | | - | | 2,817 | | 2,818 | |
| 1,623 | | 1,623±0,001 | | 1,623 | | 1,625 | |
| 2,52 | | 2,90 | | 3,54 | | 3,90 | |
| 0,42 | | 0,40 | | 0,45 | | 0,44 | |
| 0,03 | | 0,01 | | 0,01 | | 0,02 | |
| 30,4 | | 29,0 | | 31,2 | | 31,6 | |

| Компонент | 8 | | 9 | | 10 | |
|-----------|--------|-----------------|--------|-----------------|--------|-----------------|
| | Вес. % | Мол. количество | Вес. % | Мол. количество | Вес. % | Мол. количество |
| SiO_2 | 32,00 | 0,533 | 29,11 | 0,484 | 32,62 | 0,545 |
| TiO_2 | 1,18 | 0,015 | 1,98 | 0,025 | 1,68 | 0,021 |
| Al_2O_3 | 20,47 | 0,201 | 20,47 | 0,201 | 19,17 | 0,188 |
| Fe_2O_3 | 0,34 | 0,002 | 0,42 | 0,003 | 0,24 | 0,001 |
| FeO | 16,23 | 0,225 | 15,80 | 0,220 | 15,31 | 0,213 |
| MnO | 0,05 | - | 0,04 | - | 0,03 | - |
| MgO | 17,14 | 0,424 | 20,45 | 0,507 | 16,04 | 0,397 |
| CaO | 1,12 | 0,020 | 0,98 | 0,018 | 2,10 | 0,038 |
| Na_2O | 0,30 | 0,005 | 0,20 | 0,003 | 0,40 | 0,006 |
| K_2O | 1,10 | 0,012 | 0,30 | 0,003 | 0,80 | 0,009 |
| H_2O^- | - | - | - | - | - | - |
| H_2O^+ | 10,48 | 0,583 | 10,29 | 0,572 | 12,00 | 0,666 |
| Сумма | 100,41 | | 100,04 | | 100,39 | |
| Уд. вес | 2,874 | | 2,920 | | - | |

| | | | |
|---|-------------|-------|-------|
| $n_g (n_m)$ | 1,627±0,002 | 1,623 | 1,623 |
| $S = \frac{SiO_2}{R_2O_3}$ | 2,65 | 2,40 | 2,88 |
| $f = \frac{FeO}{MgO}$ | 0,53 | 0,39 | 0,54 |
| $\alpha = \frac{Fe_2O_3}{FeO}$ | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| $F = \frac{FeO + 2Fe_2O_3}{FeO + 2Fe_2O_3 + MgO}$ | 35,0 | 30,8 | 35,2 |

Примечания. 1 - хлорит из слюдясто-хлоритового сланца, карьер Сауляк, обр.2, парагенезис - кварц, плагиоклаз, кальцит, мусковит, турмалин, апатит. Спектральным анализом обнаружены (вес.%): марганец (0,006), никель (0,01), кобальт (0,002), титан (0,06), ванадий (0,01), хром (0,02-0,03), цинк (0,01), галлий (<0,001), иттрий (0,0003).

(Mg_{2,94} Ca_{0,14} Fe_{1,35}²⁺ Fe_{0,05}³⁺ Al_{1,36} K_{0,06} Na_{0,10})_{6,00} (Si_{3,00} Ti_{0,05} Al_{0,97})_{4,00}
 O_{10,00} (O_{0,28} OH_{7,72})_{8,00}

2 - хлорит из слюдясто-хлоритового сланца, карьер Сауляк, обр.3, парагенезис - кварц, плагиоклаз, мусковит, турмалин, рудный минерал. Спектральным анализом обнаружены (вес.%): марганец (0,01), никель (0,003), титан (0,1), ванадий (0,003), хром (0,006), диэрионий (0,003), бериллий (0,0001), скандий (0,0003).

(Mg_{3,37} Ca_{0,03} Fe_{1,01}²⁺ Fe_{0,07}³⁺ Al_{1,39} K_{0,07} Na_{0,06})_{6,00} (Si_{3,06} Ti_{0,04} Al_{0,90})_{4,00}
 O_{10,00} (O_{0,43} OH_{7,67})_{8,00}

3 - хлорит из слюдясто-хлоритового сланца, карьер Сауляк, обр.4, парагенезис - кварц, плагиоклаз, мусковит, апатит. Спектральным анализом обнаружены (вес.%): марганец (0,006), никель (0,01), кобальт (0,002), ванадий (0,006), хром (0,01), цинк (0,01-0,02), галлий (0,001), скандий (0,001), иттрий (0,0006).

(Mg_{2,72} Ca_{0,43} Fe_{1,33}²⁺ Fe_{0,09}³⁺ Al_{1,26} K_{0,11} Na_{0,06})_{6,00} (Si_{2,90} Ti_{0,02} Al_{1,08})_{4,00}
 O_{10,00} (O_{0,10} OH_{7,90})_{8,00}

4 - хлорит из слюдясто-хлоритового сланца, карьер Сауляк, обр.5, парагенезис - кварц, плагиоклаз, мусковит, апатит. Спектральным анализом обнаружены (вес.%): кобальт (0,004), титан (0,2), ниобий (<0,001), цинк (0,01), скандий (0,0006).

(Mg_{2,81} Ca_{0,24} Fe_{1,17}²⁺ Fe_{0,06}³⁺ Al_{1,55} K_{0,07} Na_{0,10})_{6,00} (Si_{3,05} Ti_{0,09} Al_{0,86})_{4,00}
 O_{10,00} (O_{0,58} OH_{7,42})_{8,00}

5 - хлорит из хлоритового сланца, поток Полонский, обр.6, парагенезис - кварц, плагиоклаз, мусковит, кальцит, апатит. Спектральным анализом обнаружены (вес.%): кобальт (0,002), титан (0,1), галлий (0,001), скандий (0,001), иттрий (0,0003).

(Mg_{2,84} Ca_{0,54} Fe_{1,14}²⁺ Fe_{0,01}³⁺ Al_{1,30} K_{0,07} Na_{0,10})_{6,00} (Si_{3,12} Ti_{0,03} Al_{0,85})_{4,00}
 O_{10,00} (O_{0,29} OH_{7,71})_{8,00}

6 - хлорит из хлоритового сланца, поток Полонский, обр.8, парагенезис - кварц, плагиоклаз, мусковит, апатит, турмалин, рудный минерал.

(Mg_{2,24} Ca_{0,28} Fe_{1,00}²⁺ Fe_{0,03}³⁺ Al_{1,09} K_{0,12} Na_{0,34})_{6,00} (Si_{3,54} Ti_{0,13} Al_{0,33})_{4,00}
 O_{10,00} (O_{1,23} OH_{6,77})_{8,00}

7 - хлорит из хлоритового сланца, карьер Сауляк, обр.17, парагенезис - кварц, плагиоклаз, мусковит, апатит.

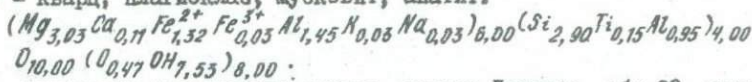
(Mg_{2,60} Ca_{0,21} Fe_{1,15}²⁺ Fe_{0,04}³⁺ Al_{1,75} K_{0,15} Na_{0,10})_{6,00} (Si_{3,34} Ti_{0,11} Al_{0,55})_{4,00}
 O_{10,00} (O_{0,99} OH_{7,01})_{8,00}

8 - хлорит из хлоритового сланца, карьер Сауляк, обр.18, парагенезис - кварц, плагиоклаз, мусковит, апатит.

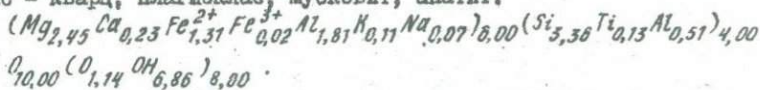
(Mg_{2,55} Ca_{0,12} Fe_{1,35}²⁺ Fe_{0,03}³⁺ Al_{1,73} K_{0,15} Na_{0,07})_{6,00} (Si_{3,22} Ti_{0,09} Al_{0,69})_{4,00}
 O_{10,00} (O_{0,85} OH_{7,15})_{8,00}

(см.окончание на стр.104)

9 - хлорит из хлоритового сланца, карьер Сауляк, обр.20, парагенезис - кварц, плагиоклаз, мусковит, апатит.



10 - хлорит из хлоритового сланца, карьер Деловое, обр.29, парагенезис - кварц, плагиоклаз, мусковит, апатит.



ческих анализов) и соотношения железистости и глиноземистости ставролита и породы (также по данным химических анализов). Эти диаграммы приводились при рассмотрении парагенетических ассоциаций двуслюдяных ставролит-гранатовых сланцев.

Хлорит в больших или меньших количествах отмечен почти во всех разновидностях пород; нередко количество его возрастает настолько, что можно выделить мусковит- и кварц-хлоритовые и хлоритовые сланцы.

Диапазон условий образования хлоритов в исследованном районе достаточно велик; они могли образоваться в стадию прогрессивного метаморфизма в условиях фации зеленых сланцев, в условиях этой фации они образовались при регрессивном этапе метаморфизма и являются распространенными минералами диафоритов. Поэтому совершенно очевидно, что в районе есть различные хлориты, видовые различия которых могут быть установлены при детальном исследовании.

Образование хлорита за счет биотита, роговой обманки ни у кого из предыдущих исследователей не вызывало сомнений; обратных процессов не наблюдалось. Замещение минералов хлоритом может происходить зерно за зерно, а нередко образуются целые агрегаты зерен хлорита спутанно-волокнутого строения. При этом происходит вынос железа, которое фиксируется в виде бурых окислов по многочисленным трещинкам спайности хлорита. Хлорит может наследовать форму замещенного минерала и давать псевдоморфозы. Он развивается по трещинкам ставролита и граната.

Хлорит находится в кристаллических сланцах в форме чешуек, листочков, образует спутанно-волокнустые агрегаты зерен. Он характеризуется зеленым цветом разных оттенков - буроватого, желтоватого, голубоватого, оливкового и плеохроирует от зеленого по $n_p >$ до желтого, соломенно-желтого, почти бесцветного по n_g . Оптические константы хлорита постоянны: $n_g(n_m) = 1,623 (1621 +$

+ 1,615); знак минерала положительный, удлинение отрицательное, дупреломление низкое, цвета интерференции аномальные, синие или голубовато-синие. В хлоритах, образующихся за счет биотита, при дошедшей до конца хлоритизации, железистость ($\eta_g \approx \eta_m = 1,632 + 1,640$) повышена.

Химические анализы хлоритов (см. табл.17) пересчитаны на кристаллохимические формулы по катионному методу. Полностью избавиться от примеси слюд, которые находятся в параллельном срастании с хлоритом, не представилось возможным. Поэтому в приведенных анализах есть некоторое количество щелочей и кальция. Статистическая проверка К.Б.Кеппинским [24] природных хлоритов показала, что в кальции и щелочах не обнаружены связи ни со свойствами хлоритов, ни с другими катионами, входящими в их состав. Так считает подавляющее большинство исследователей. Они связывают наличие этих катионов с переслаиванием или смешиванием со слюдой, или наличием в ассоциации с хлоритами карбонатов и других силикатов. В наших пробах наличие щелочей и кальция связано с наличием слюды и карбоната. Последние из расчета формул не исключались и при принятом написании подчеркивают степень дефекта мономинеральной пробы.

Раховские хлориты можно определить как магнезиально-железистые рипидолиты. Изученные хлориты различаются между собой по содержанию окиси и закиси железа и магния, что выражается в различной железистости в пределах 24,2 - 35,0 мол.%. Эти вариации железистости установлены К.Б.Кеппинским [24] для рипидолитов из зеленых сланцев. Исследуемые нами хлориты находятся в полном соответствии с этими пределами, но несколько увеличенное количество кремния (всегда более 2,80 единиц в формуле минерала) приближает их к области прохлоритов. По количеству алюминия (около 2,30-2,40 единиц в формуле минерала) раховские хлориты не выходят за пределы, установленные для рипидолитов, и приближаются к области прохлоритов.

Используя треугольную диаграмму составов хлоритов К.Б.Кеппинского [24] фации зеленых сланцев, эпидотовых амфиболитов, мы внесли на нее свои данные. Почти все анализы хорошо ложатся на эту диаграмму и не выходят за границу поля анализов первого класса. Устанавливается некоторая положительная зависимость между увеличением глинозема в кристаллохимической формуле и железистостью в хлоритах.

Термические исследования раховских хлоритов (рис.1) могут представить определенный интерес. Опыт проводился до температуры

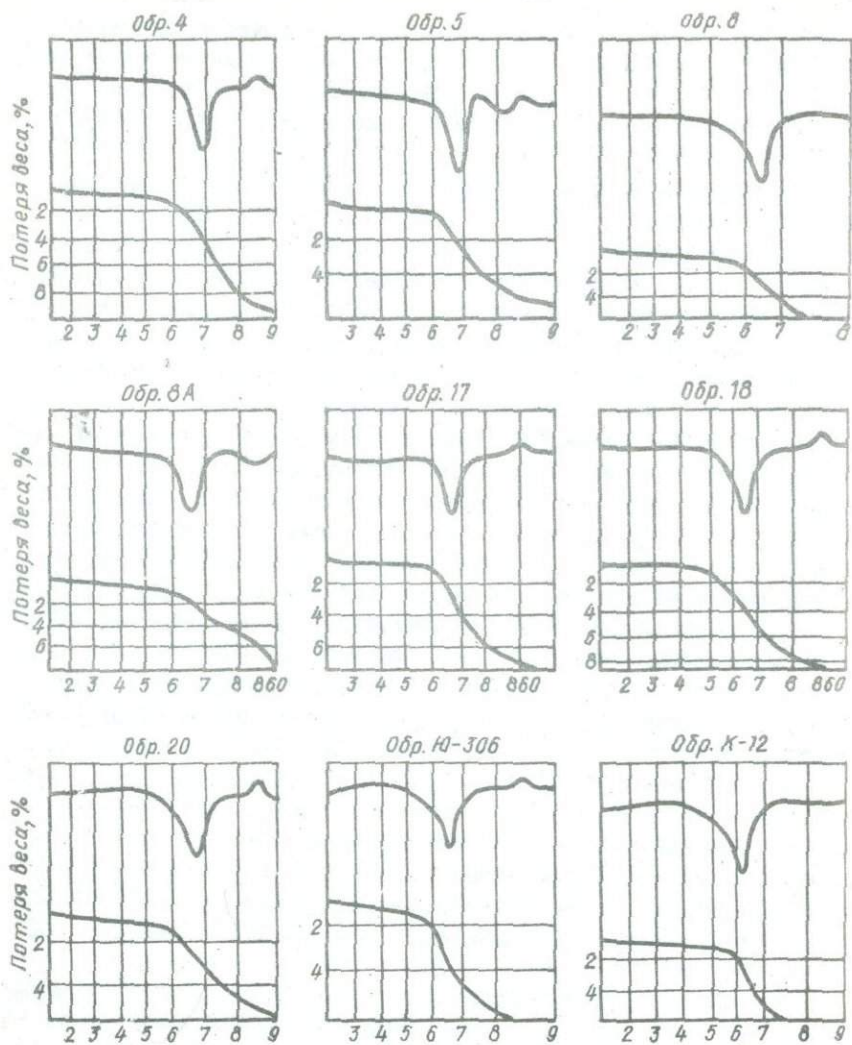


Рис. 1. Дифференциальные кривые нагревания и кривые потери веса хлоритов из кристаллических сланцев.

распада кристаллической решетки хлорита. На дифференциальных кривых нагревания хлоритов из различных кристаллических сланцев наблюдаются эндотермические эффекты с максимумами при $650-680^{\circ}\text{C}$ и

несколько слабее при 800–830°C, которые связаны с выделением разных порций конституционной воды. При этом основные порции выделяются, видимо, при 650°C, так как этот эндотермический эффект самый резкий, глубокий и ярко выражен. Слабовыраженный экзотермический эффект в интервале 350–500°C может быть связан с окислением двухвалентного железа. Другой слабовыраженный эффект с максимумом при 800–880°C характерен для магнезиальных и магнезиально-железистых хлоритов и отвечает температуре распада решетки этих минералов. Для этих хлоритов характерен также экзоэффект при 850°C, который может быть обусловлен образованием новой фазы. Таким образом, для раховских рипидолитов характерно наличие двух экзоэффектов, которые по своей конфигурации и интенсивности соответствуют эталонам [22] магнезиально-железистого рипидолита.

Кривые потери веса хорошо согласуются с дифференциальными кривыми нагревания. На кривых потери веса выделяется два промежутка: первый, между 100–600°C, пологий участок свидетельствует о постепенной отдаче воды в количестве, не превышающем 1%; второй, между 600–900°C, показывает резкое увеличение угла наклона кривой и удаление 3–5% воды. Всего при обезвоживании хлоритов выделяется около 7–8% воды. При этом наибольшая потеря конституционной воды происходит в участке 600–800°C, что вполне согласуется с максимумом в 650–680°C на дифференциальной кривой нагревания.

В некоторых образцах получились необычные конфигурации дифференциальных кривых нагревания. По нашей просьбе они были проверены (аналитик О.И. Карпенкова) на содержание органического углерода. Результаты анализов таковы: в обр. М-307 хлорит содержит 0,75% органического углерода, в обр. 1-0, 20%.

Тальк встречен только в карбонатно-тальковых сланцах, в карьере Сауляк в ассоциации с такими минералами, как кварц, плагиоклаз, кальцит, клиноцоизит (или цоизит), апатит, титанит, циркон.

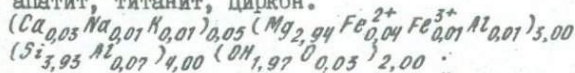
В протолочках тальк белый с буроватым или зеленоватым оттенком и характерным перламутровым отливом на плоскости спайности, жирный на ощупь.

Вариации химического состава (см. табл. 18) талька незначительны. При пересчетах по катионному методу составы укладываются в рамки кристаллохимической формулы. Магний замещается железом и алюминием, остаток алюминия замещает силиций. Щелочи и кальций могут замещать магний [19] или (вероятнее) находятся в качестве механической примеси. При пересчетах их не отбрасывали, и в при-

Химический состав тальков

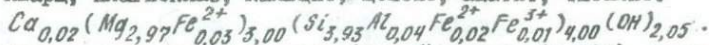
| Компонент | 1 | | 2 | | 3 | |
|------------|--------|-----------------|-------------|-----------------|--------|-----------------|
| | Вес. % | Мол. количество | Вес. % | Мол. количество | Вес. % | Мол. количество |
| SiO_2 | 61,59 | 1,026 | 61,61 | 1,026 | 62,26 | 1,037 |
| Al_2O_3 | 0,97 | 0,010 | 0,61 | 0,006 | 0,52 | 0,005 |
| Fe_2O_3 | 0,08 | 0,001 | 0,08 | 0,001 | 0,05 | 0,001 |
| FeO | 0,71 | 0,010 | 1,00 | 0,014 | 0,66 | 0,010 |
| MgO | 31,21 | 0,774 | 31,40 | 0,779 | 31,44 | 0,779 |
| CaO | 0,46 | 0,009 | 0,36 | 0,007 | 0,46 | 0,009 |
| Na_2O | 0,05 | 0,001 | 0,05 | - | 0,10 | 0,002 |
| K_2O | 0,10 | 0,001 | 0,04 | - | 0,14 | 0,001 |
| H_2O^- | 0,06 | (0,006) | 0,04 | - | 0,08 | (0,006) |
| H_2O^+ | 4,79 | 0,266 | 5,15 | 0,283 | 4,53 | 0,200 |
| Сумма | 100,02 | | 100,34 | | 100,24 | |
| $n_g(n_m)$ | 1,588 | | 1,586±0,002 | | 1,584 | |

Примечание. 1 - карбонатно-тальковый сланец, карьер Сауляк, обр.30, парагенезис - кварц, плагиоклаз, кальцит, клиноцозит, апатит, титанит, циркон.



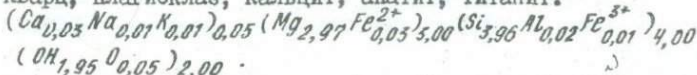
Спектральным анализом обнаружены (вес. %): никель (0,0001), титан (0,0003), ванадий (0,0001), хром (0,0003), молибден (0,0003), цирконий (0,001), медь (0,0003), свинец (0,0003).

2 - карбонатно-тальковый сланец, карьер Сауляк, обр.31, парагенезис - кварц, плагиоклаз, кальцит, цоизит, апатит, титанит.



Спектральным анализом обнаружены (вес. %): титан (0,004), хром (0,0006), молибден (0,0002), цирконий (0,001), медь (0,0002).

3 - карбонатно-тальковый сланец, карьер Сауляк, обр.32, парагенезис - кварц, плагиоклаз, кальцит, апатит, титанит.



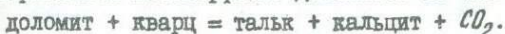
Спектральным анализом обнаружены (вес. %): титан (0,005), ванадий (0,0002), хром (0,0003), молибден (0,0006), цирконий (0,001).

Веденном виде они могут подчеркивать незначительный дефект мономинеральной пробы.

Рентгенограммы показывают обычную картину для тальков.

В оптических свойствах талька вариации не отмечены, возможно потому что (как свидетельствуют химические анализы) нет титана и марганца, которые могли бы изменять показатель преломления этого минерала. Показатели преломления $n_g (n_m) = 1,586 \pm 0,002$, минерал псевдоодноосный, оптически отрицательный.

Как мог образоваться тальк в исследованном районе? Наиболее вероятными производными надо считать кварц-доломитовые породы. Н.Ф.Ненчук [44] предложил различать по содержанию минерала доломита среди домезозойских карбонатных пород собственно доломиты, известковистые доломиты и доломитовые известняки, которые нередко содержат кварц в достаточных количествах. Залегание их предполагается в виде линз, пятен, гнезд, штоков. Таким предполагается залегание карбонатно-тальковых сланцев, которые были обнаружены сразу после взрыва карьера в небольших участках. Некоторые авторы [19] считают тальк первым метаморфическим минералом, который возникает при термальном метаморфизме доломитов по такой схеме:



Турмалин в акцессорных количествах отмечен почти во всех кристаллических сланцах, даже в амфиболитах и порфироидах, но больше его в кварц-мусковит-хлоритовых, кварц-хлорит-серицитовых и серицитовых сланцах верхов деловецкой свиты. Кристаллы турмалина призматического габитуса, хорошо индивидуализированы, что свидетельствует в пользу образования их в процессе метаморфизма пород и позволяет считать турмалин метаморфогенным минералом. Но наряду с призматическими встречаются зерна, степень окатанности которых трудно определить; иногда это обломки зерен. Встречаются зональные зерна турмалина, что свидетельствует о перекристаллизации обломочных зерен турмалина. Для химического анализа выделен турмалин из верхов деловецкой свиты потока Сауляк, в участке с широко проявившимися метасоматическими явлениями. Можно предположить, что турмалин здесь образовался при некотором метасоматическом привносе бора. Кристаллы турмалина располагаются в отдельных участках по сланцеватости кварц-хлорит-серицитового сланца и планпараллельно ориентированы в породе. Этот турмалин метаморфогенный и является, возможно, продуктом борного метасоматоза.

В протолочках турмалин находится в форме призматических кристалликов или их обломков размером не более 0,5–1,5 мм по длинной оси всегда чистых, прозрачных или полукатанных шероховатых обломков с матовой поверхностью. Цвет турмалина зеленый, коричневатый,

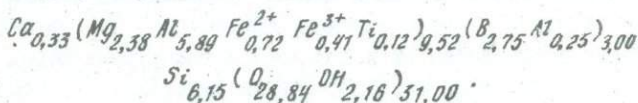
грязно-зеленый, зеленовато-бурый; он резко плеохроирует от зеленого, зеленовато-бурого по N_p до соломенно-желтого, светло-бурого, бесцветного по N_g . Показатели преломления зеленого и буровато-зеленого турмалина следующие: $n_o = 1,654 \pm 0,002$, $n_e = 1,627 \pm 0,002$, $n_o - n_e = 0,027 \pm 0,002$. По оптическим данным его можно отнести к турмалинам магнезиально-железистого ряда с содержанием (по [10]) 30-50% шерлового компонента.

Т а б л и ц а 19

Химический состав турмалина

| Компонент | Вес.% | Мол.количество | Компонент | Вес.% | Мол.количество |
|-----------|-------|----------------|-----------|-------|----------------|
| SiO_2 | 35,85 | 0,526 | FeO | 5,04 | 0,070 |
| TiO_2 | 0,95 | 0,012 | MgO | 9,33 | 0,231 |
| B_2O_5 | 9,40 | 0,133 | CaO | 1,80 | 0,032 |
| Al_2O_3 | 30,28 | 0,297 | H_2O^+ | 3,55 | 0,200 |
| Fe_2O_3 | 3,23 | 0,020 | С у м м а | 99,43 | |

П р и м е ч а н и е. Турмалин из кварц-хлорит-серицитового сланца, поток Сауляк, обр. 4), парагенезис - кварц, плагиоклаз, хлорит, серицит, биотит (?), турмалин.



Химический состав турмалина из кварц-хлорит-серицитового сланца потока Сауляк (табл.19) рассчитан по катионному методу. Состав в целом, учитывая его значительные вариации в турмалинах вообще, укладывается в рамки кристаллохимической формулы.

МИНЕРАЛЫ МЕЗОЗОЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ И МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ПОРОД

Мезозойские осадочные и метаморфизованные породы сложены разнообразными минералами. Происхождение этих минералов и роль в составе пород различны.

Среди осадочных пород можно выделить минералы терригенные и аутигенные. Терригенные минералы представлены в основном кварцем и плагиоклазом, реже встречаются мусковит, микроклин, хлорит и аксессуарные минералы тяжелой фракции - апатит, циркон, гранат,

рутил, турмалин. Аутигенные минералы представлены тоже кварцем, карбонатами, альбитом и пиритом, нередко халцедон. Среди терригенных минералов находятся минералы из метаморфического комплекса пород, характерные для низкотемпературных условий метаморфизма — альбит, эпидот, хлорит, мусковит и более высокотемпературных условий — олигоклаз (олигоклаз-андезин), шотит, гранат, ставролит. Наконец, особый интерес представляют метаморфогенные минералы триас-юрских метаморфических сланцев — хлорит и мусковит, характерные для зеленосланцевой фации метаморфизма.

Кварц — наиболее распространенный минерал. В обломочных породах он преобладает — до 60–80%, меньше кварца в песчаных карбонатных породах — от 5–10 до 20–25%, в значительных количествах кварц отмечен в метаморфических слюдистых сланцах.

Терригенный кварц в осадочных породах триаса и юры представлен метаморфическим кварцем. Такой кварц польские исследователи называли кварцем мрамарошского типа. Он отличается псевдодвойниковым строением и обилием многочисленных точечных включений. Точечные включения (рудные минералы) или разбросаны беспорядочно, или группируются в виде полос, или располагаются по многочисленным трещинкам, которые могут пересекать подряд несколько зерен. Часто отмечаются вроски плагиоклаза, мусковита (и серицита), хлорита, рудного минерала в кварце. В результате проявившегося катаклаза была нарушена структура кварца, что выразилось в волнистом, облачном, мозаичном угасании его зерен. Нередко динамические воздействия проявились в полнейшем раздроблении зерен кварца.

В обломочных породах триаса и юры кварц составляет до 80–90% всего кластического материала; представлен зернами неправильной, изометрической, угловатой или полуокатанной, реже — окатанной формы и соответствующей размерности — от песчаной до алевролитовой. В кварцевых конгломератах (поток Большой Прелучный, между речью Перкалаб — Сарата в Чивчиноских горах) он является почти единственным породообразующим минералом, который входит в состав обломков и цемента. Кроме того, в обломочных породах находятся обломки кварцитов (или микрокварцитов) угловатой или полуокатанной формы, сложенные почти целиком кварцем. Кварц в таких обломках нередко имеет зубчатые края и плотно друг с другом соприкасается, образуя зубчатую, мозаичную или гранобластовую структуру.

В карбонатных породах кварц отмечен в количестве до 15–20% всего состава породы. Он характеризуется неравномерностью,

зерна угловатые и полуокатанные, размер 0,02–0,5 мм и крупнее; 0,2–0,5 до 1,0–1,5 мм. Точечные включения есть, но не в такой степени переполняют зерна кварца, как в обломочных породах. Для кварца карбонатных пород характерны нормальное или слабоволнистое угасание и корродированные края в результате разъедания его кальцитом. Кальцит корродирует зерна кварца по краям, по многочисленным трещинкам, нередко от последнего остаются реликты.

Кварц в глинистых породах – основной обломочный минерал. Распределен кварцевый алеврито–псаммитовый материал в глинах крайне неравномерно, пятнисто. Кварц образует угловатые и неправильные зерна, содержащие в незначительном количестве точечные включения.

Терригенный кварц отличается значительным количеством точечных включений, волнистым, мозаичным угасанием или псевдодвойниковым строением (кварц "мармарошского типа"), неровными оборванными или корродированными краями зерен; $n'_g = 1,553+1,555$; $n'_p = 1,544+1,546$ и серым, мутным внешним видом.

Кварц распространенный аутигенный минерал. Наиболее ярко, как аутигенный минерал, кварц выражен в обломочных породах. В конгломератах, конгломерато–брекчиях, гравелитах аутигенный кварц отмечен в качестве цементирующей массы и образует мелкозернистый агрегат светлых, прозрачных, совершенно свободных от посторонних примесей, плотно друг с другом соприкасающихся зерен. Кварц чистый, прозрачный с $n'_g = 1,551+1,552$; $n'_p = 1,544$, цвета интерференции его низкие, угасание нормальное или волнистое, облачное.

Кварц в песчаниках терригенный, но аутигенный кварц также отмечается, хотя эти оба типа кварца могут иметь одинаковую оптическую ориентировку. Иногда видно, что терригенный кварц с точечными включениями регенерируется и образуется светлый, прозрачный, совершенно без посторонних включений аутигенный кварц.

В карбонатных породах аутигенный кварц представлен зернами одинакового размера 0,25–0,45 мм и изометрической формы, которые скопляются в отдельных участках породы, замещая кальцит и доломит. Кварц здесь чистый, прозрачный, с нормальным угасанием. $n'_g = 1,552$, $n'_p = 1,554$.

В аргиллитах и кремнистых породах аутигенный кварц выполняет трещинки и прожилки в породе. Здесь мелкие зернышки имеют зубчатые края и плотно соприкасаются, врастая друг в друга.

В целом аутигенный кварц отличается свежим, чистым, прозрачным видом, отсутствием посторонних включений (кроме след, захваченных во время роста) и нормальным или слабым волнистым угасанием зерен.

Кварц находится в метаморфических слюдястых сланцах триасового и юрского возраста. Кварц в количествах от 10–15 до 25–35% всего состава представлен зернами удлиненной формы, которые субпараллельной ориентировкой подчеркивают сланцеватость породы. Кварц характеризуется нормальным, волнистым или облачным угасанием, отмечены точечные включения; $n'_g = 1,553$, $n'_p = 1,544$. В этих породах кварц находится в парагенезисе со слюдой и хлоритом. С одной стороны, кварц захватывается во время роста этими минералами (в этом выражается его пассивная роль); с другой – кварц активно воздействует на слюдястые минералы и хлорит и замещает их, особенно деформированные зерна этих минералов.

Полевые шпаты в количественном отношении всегда уступают кварцу и находятся в разных количествах: наибольшее количество их в обломочных породах юры, меньше – в породах триаса, особенно в карбонатных породах.

Полевые шпаты разнообразны по составу и представлены альбитом, олигоклазом (олигоклаз–андезином) и калиевым полевым шпатом (микроклином).

Плагиоклазы наиболее широко развиты; больше распространен альбит, менее – олигоклаз, олигоклаз–андезин.

Отмечены плагиоклазы в виде неправильной формы зерен или табличек, призмочек с корродированными краями, размером 0,5–2,0 мм, крупнее зерен кварца.

Олигоклазы (олигоклаз–андезины) всегда серицитизированы и сосеритизированы, переполнены пойкилитовыми вростками кварца, мусковита и других минералов. Серицит развивается по многочисленным трещинкам спайности, двойниковым швам, иногда совершенно замещает плагиоклаз, и о наличии последнего можно судить по сохранившимся реликтам. Так как плагиоклазы весьма изменены, нет четких границ двойниковых швов и спайности, замеры на Федоровском столике затруднены или мерить можно только альбиты, которые выделяются своим свежим видом и отсутствием посторонних включений. Основность плагиоклаза (см. табл. 20) определялась по показателям преломления $[61]$. Как видно из табл. 20, состав плагиоклаза различен – от олигоклаз–андезина 25–28% Al до почти чистого альбита 2–3% Al . При этом наблюдается два интервала составов плагиоклаза; альбит и олигоклаз–андезин, плагиоклазы промежуточного состава встречаются реже.

Для плагиоклаза характерны изогнутые, клиновидные, узкие и расщепчатые двойники, отмечены зерна без двойников. Динамические

Состав плагиоклазов из основных разновидностей
триас-юрских пород

| Номер образ-ца | Воз-раст | Порода, место взятия | Показатель пре-ломления | | Номер плаги-оклаза |
|----------------|----------|--|-------------------------|-------|--------------------|
| | | | n_g | n_p | |
| К-26 | Юра | Конгломерато-брекчия, г.Соймул | 1,555(?) | - | 37 (?) |
| К-27 | | Слюдисто-хлоритовый сланец, г.Соймул | 1,638 | - | 3 |
| К-59 | | Аргиллит, г.Кобыла | 1,537 | 1,525 | 2 |
| К-62 | | Известняк, г.Кобыла | 1,537 | 1,526 | 2 |
| К-85 | | Слюдисто-хлоритовый сланец, г.Соймул | 1,539 | 1,528 | 3 |
| К-86 | | Конгломерато-брекчия поток Бол.Прелучный | 1,550 | 1,542 | 28 |
| К-36 | | То же | 1,540 | - | 5 |
| К-32 | | Серицит-хлоритовый сланец, поток Довгорунь | 1,536 | 1,526 | 2 |
| К-32 | То же | 1,538 | 1,528 | 3 | |
| К-34 | " " | 1,545 | 1,528 | 17 | |
| К-36 | " " | 1,543 | 1,528 | 12 | |
| К-38 | Триас | Хлоритовый сланец, р.Тиса | 1,537 | 1,526 | 2 |
| К-63А | | Известняк, урочище Рударня | 1,542 | 1,530 | 5 |
| К-66 | | Аргиллит, урочище Рударня | 1,547 | - | 25 |
| К-92 | | Известняк, поток Бол.Прелучный | 1,539 | 1,529 | 3 |

П р и м е ч а н и е. Образцы К-26, К-66 серицитизированы.

процессы оказали влияние на плагиоклазы, катаклиз проявился в изгибании зерен плагиоклаза и резком волнистом их угасании, дроблении и деформации.

В карбонатных породах или обломочных с карбонатным цементом плагиоклазы корродируются кальцитом. Разъедание кальцитом может происходить по краям зерен или от центра и нередко приводит к полному замещению плагиоклаза. Замещение плагиоклаза кальцитом

наблюдается в мраморизованных известняках потока Довгорунь. Кроме того, наблюдается регенерация зерен олигоклаза и олигоклаз-андезина.

Калиевый полевой шпат представлен микроклином. Показатели преломления $n'_q = 1,525$, $n'_p = 1,517$.

Кальцит породообразующий минерал известняков, а так как известняки в триасе и юре широко развиты, то основная роль кальцита в них очевидна.

В зависимости от структур известняков кальцит может быть представлен микро- или криптокристаллическими зернышками, или мелко-среднезернистыми зернами, или, наконец, крупнозернистым кальцитом в мраморизованных известняках.

Микрозернистые известняки чистые, развиты широко. Поэтому кальцит в них наблюдается в виде микрозернистой массы. Если в известняках находится кварц и, особенно, плагиоклазы, то кальцит нередко корродирует или замещает зерна этих минералов. В мелко- и среднезернистых известняках кальцит представлен зернами соответствующего размера, хорошо индивидуализированными, плотно друг с другом соприкасающимися. Для известняков нередки псевдооолитовые структуры.

Структура мраморизованных известняков (по левому берегу р.Тисы и в потоке Довгорунь) гранобластовая, изодиаметрическая или гетеробластовая. Возникновение гетеробластовых структур перекристаллизованных известняков можно, по-видимому, связывать с катаклазом. О катаклазе свидетельствует волнистое угасание зерен, изгибы двойников, трещины в крупных зернах кальцита, которые залечиваются мелкозернистым кальцитом. Это создает неравномернозернистую структуру известняков, а мелкозернистый кальцит в зависимости от степени катаклаза может преобладать над крупнозернистым. В участках с лепидогранобластовой структурой (которая обусловлена наличием чешуек слюды и хлорита) зерна кальцита удлинены, а такие удлиненные зерна соприкасаются плотно друг с другом и, субпараллельно ориентируясь, подчеркивают сланцеватую текстуру породы.

Крупные зерна кальцита характеризуются полисинтетически-двойниковым строением. Оптические свойства чистого прозрачного кальцита следующие: $n_o = 1,658+1,659$, $n_e = 1,487$, $n_o - n_e = 0,171$; но встречается кальцит с другой оптикой: $n_o = 1,660-1,665$, $n_e = 1,585$. Термические анализы (см. рис.2) известняков различных месторождений Раховских гор свидетельствуют о том, что

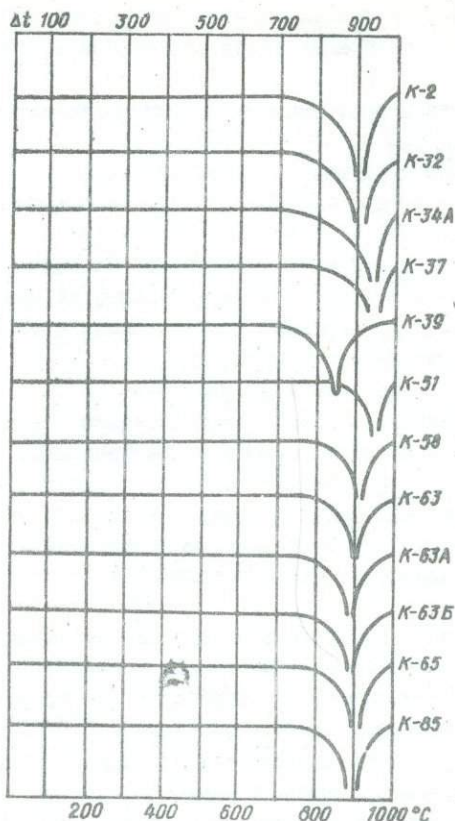


Рис.2. Термограммы известняков.

известнякам чужды посторонние примеси, а характерный для кальция эндотермический эффект при 900–950°C (в одном случае при 850°C) выражен четко и однозначно.

Доломит наиболее широко распространен в породах триасового возраста, где является основным породообразующим минералом доломитов. Часто в доломитах он является единственным составляющим породу минералом; в небольших количествах могут находиться кварц и полевые шпаты.

В микрокристаллических доломитах минерал доломит представлен микрзернистой разностью. Но нередко в таких доломитах отдельными

пятнами, участками могут быть более крупные зерна минерала доломита, которые четко выделяются своей ромбоэдрической формой, а структура породы приобретает пятнистый характер. Иногда же, наоборот, пятна и ступки сложены более мелкозернистым минералом доломитом.

В средне- и крупнозернистых разностях доломитов зерна минерала доломита хорошо индивидуализированы, края их четки, зерна плотно друг с другом соприкасаются; или же минерал образует изометричные с прямолинейными ограничениями зерна. В мраморизованных разностях доломитов такие структуры можно отнести к грано- или гетеробластовым.

Минерал доломит характеризуется полисинтетически-двойниковым строением, иногда зонален. Оптические данные следующие: в обломочных породах встречены зерна более или менее железистого доломита с $n_o = 1,700 \pm 0,002$, $n_e = 1,502$, $n_o - n_e = 0,193$; в мраморизованных доломитах минерал доломит представлен чистой, маложелезистой разностью с $n_o = 1,680 \pm 0,002$, $n_e = 1,503$, $n_o - n_e = 0,177$. В обломочных породах минерал доломит нередко замещает калиевые минералы, а края зерен бывает захвачены бурными окислами железа.

Мусковит - характерный породообразующий минерал в различных мусковитовых, мусковит-хлоритовых, серицит-хлоритовых сланцах. В осадочных породах мусковит находится во всех разновидностях пород, но только в различных количественных соотношениях.

В триасовых обломочных породах количество мусковита составляет от единичных зерен до 10-15% всего состава. Особенно много белой магнезиальной слюды встречено в конгломерато-брекчиях и песчаниках (по потоку Каменному). Конгломерато-брекчия сцементированы псаммитовым цементом, в котором мусковит отмечен в количестве от 5 до 25-30%. Представлен мусковит чешуйками деформированными, изогнутыми и волнисто гаснущими. Обнаружены "рыхлые" с оборванными краями чешуйки со слабо интерференционной окраской. Мусковит встречается в виде толстых, хорошо индивидуализированных чешуек с нормальными цветами интерференции. Показатель преломления первой разновидности $n_g(n_m) = 1,570 \div 1,575$ (иногда ниже), второй - $n_g(n_m) = 1,583$. Последний более или менее постоянен: 1,582-1,585. В песчаниках преобладает мусковит второй разновидности. Нередко в песчаниках чешуйки мусковита имеют субпараллельную ориентировку, чем придают текстуре породы сланцеватый облик. В карбонатных породах (как известняках, так и доломитах) мусковит отмечен в количестве не более 5-10% всего состава в виде единичны

чешуек, более или менее равномерно распределенных в породе с субпараллельной ориентировкой. В тех разностях, которые обогащены псаммитовым обломочным материалом, обычно есть ольдистые минералы, но количество их никогда не превышает 10% всего состава породы.

Количество белой слюды в юрских обломочных породах редко превышает 7-8% всего состава породы. Представлена она мусковитом с $n_g (n_m) = 1,582 \pm 1,583$ и его мелкочешуйчатой разновидностью - серицитом. Показатели преломления его $n_g (n_m) = 1,580 \pm 1,585$. В карбонатных породах юры мусковит обнаружен в виде единичных чешуек, равномерно распределяющихся в породе.

Наиболее распространена белая магнезиальная слюда в метаморфизованных триасовых и юрских породах - мусковит-хлоритовых, мусковитовых, серицитовых, серицит-хлоритовых и хлоритовых сланцах, которые развиты по потоку Довгорунь и к северу от с.Делового, по правому берегу р.Тисы от потока Довгорунь до Лещинки, на г.Соймул (Раховские горы). В этих сланцах количество белой слюды возрастает настолько, что она становится основным породообразующим минералом. В среднем количество мусковита и серицита в сланцах находится в пределах 10-35% состава породы. Мусковит нередко образует крупные чешуйки размером 0,5-1,5 мм по длинной оси, субпараллельно ориентированные или равномерно распределенные в породе. Нередко мусковит встречается в виде мелких чешуек со спутанно-волокнистым строением. Часто чешуйки мусковита переполнены (поток Довгорунь) точечными включениями бурых окислов железа и лейкоксена, которые располагаются по мелким трещинкам спайности мусковита.

Оптические свойства мусковита из сланцев триасового и юрского возраста постоянны (см. табл.21). Показатели преломления из разных месторождений несколько различны: $n_g (n_m) = 1,580 \pm 1,586$; преобладают мусковиты с $n_g (n_m) = 1,580 \pm 1,583$. По этому признаку мусковиты из кристаллических сланцев не отличаются от мусковитов из осадочных пород триас-юрского возраста. Но следует отметить, что в сланцах мусковит представлен свежими, толстыми чешуйками с четко выраженной псевдоабсорбцией. Мусковит наблюдается в параллельном сростании с хлоритом. В срезах шлифов перпендикулярно к спайности мусковита наблюдается тонкая перемежаемость слоев мусковита и хлорита, т.е. вроски хлорита располагаются по спайности мусковита, и она становится общей для обоих минералов.

Серицит образует прослой-линзочки в сланцах, в которых чешуйки его плотно соприкасаются друг с другом, имея при этом спутанно-волокнистое строение. Нередко серицит бывает переполнен точечными

Оптические свойства мусковитов

| Номер образца | П о р о д а | $n_g (n_m)$ |
|---------------|--|-------------|
| K-32 | Хлоритовый сланец, поток Довгорунь | 1,585 |
| K-32 | " " | 1,583 |
| K-32 | " " | 1,582 |
| K-34 | Серицит-хлоритовый сланец, поток Довгорунь | 1,582 |
| K-34 | " " То же | 1,582 |
| K-34 | " " | 1,582 |
| K-34A | " " | 1,580 |
| K-36 | Слюдисто-хлоритовый сланец, с.Деловое | 1,583 |
| K-36 | " " | 1,586 |
| K-38 | Мусковит-хлоритовый сланец, р.Тиса | 1,585 |
| K-38 | " " | 1,583 |
| K-38 | " " | 1,583 |
| K-85 | Слюдистый сланец, г.Соймул | 1,582 |
| K-85 | " " | 1,582 |
| K-85 | " " | 1,583 |

рудными включениями. Серицит, как и мусковит, наблюдается в параллельном сростании с хлоритом. Показатель преломления $n_g (n_m) = 1,590$.

Химические анализы мусковитов из различных месторождений приведены в табл.22. В юрских сланцах по потоку Довгорунь мусковит ассоциирует с кварцем, плагиоклазом, хлоритом, эпидотом, апатитом, турмалином, биотитом, рутилом. Мономинеральные фракции мусковита не всегда отличаются чистотой, потому что избавиться полностью от хлорита, который находится в параллельном сростании с мусковитом, трудно. Мусковит в мономинеральных фракциях серебристо-белого, серебристо-зеленовато-белого цвета и кажется жирным наощупь.

Пересчет химических анализов на кристаллохимические формулы производился по катионному методу. Химический состав раховских мусковитов из мезозойских мусковит-хлоритовых сланцев не отличается от составов обычных мусковитов и хорошо укладывается в рамки кристаллохимической формулы мусковита. Обсуждения заслуживают только щелочи в связи с тем, что отмечался парагонитовый характер [1] слюд из метаморфизованных триас-юрских сланцев. Эйгетер и Йодер [19] показали, что предел растворимости парагонита в мусковите составляет 24 мол.%. Это примерно соответствует 2% Na_2O ,

Химический состав мусковитов

| Компонент | 1 | | 2 | | 3 | |
|------------------------------------|--------|-----------------|--------|-----------------|--------|-----------------|
| | Вес. % | Мол. количество | Вес. % | Мол. количество | Вес. % | Мол. количество |
| <i>SiO₂</i> | 45,72 | 0,761 | 45,00 | 0,749 | 45,33 | 0,754 |
| <i>TiO₂</i> | 0,40 | 0,005 | 0,47 | 0,006 | 0,60 | 0,008 |
| <i>Al₂O₃</i> | 35,31 | 0,346 | 35,64 | 0,349 | 36,71 | 0,360 |
| <i>Fe₂O₃</i> | 0,34 | 0,002 | 0,10 | 0,001 | 0,25 | 0,002 |
| <i>FeO</i> | 1,14 | 0,015 | 1,88 | 0,026 | 0,86 | 0,012 |
| <i>MnO</i> | - | - | - | - | - | - |
| <i>MgO</i> | 1,40 | 0,035 | 0,80 | 0,020 | 0,72 | 0,017 |
| <i>CaO</i> | 1,12 | 0,020 | 1,76 | 0,032 | 0,70 | 0,013 |
| <i>Na₂O</i> | 1,10 | 0,018 | 1,40 | 0,023 | 1,30 | 0,021 |
| <i>K₂O</i> | 9,26 | 0,099 | 8,90 | 0,094 | 9,44 | 0,100 |
| <i>H₂O⁻</i> | 0,14 | - | 0,24 | - | 0,28 | - |
| <i>H₂O⁺</i> | 4,45 | 0,250 | 4,28 | 0,239 | 4,28 | 0,239 |
| <i>F</i> | - | - | - | - | - | - |
| Сумма | 100,38 | | 100,47 | | 100,47 | |

Уд. вес

Примечание. 1 - мусковит из метаморфизованного известняка, поток Довгорунь, обр. 9, парагенезис - кальцит, кварц, плагиоклаз, хлорит. Спектральным анализом обнаружены (вес. %): никель (0,0001), хрсм (0,006), цирконий (0,006), олово (0,0003), галлий (0,001), бериллий (< 0,0001), барий (0,1).

(*K*_{0,78} *Na*_{0,14} *Ca*_{0,08})_{1,00} (*Al*_{1,77} *Fe*³⁺_{0,02} *Fe*²⁺_{0,05} *Mg*_{0,14} *Ti*_{0,02})_{2,00}
 (*Si*_{3,02} *Al*_{0,98})_{4,00} (*O*_{9,93} *OH*_{0,07})_{10,00} *OH*_{2,00}

2 - мусковит из метаморфизованного известняка, поток Довгорунь, обр. 11, парагенезис - кальцит, кварц, плагиоклаз, хлорит, апатит,

Таблица 22

| 4 | | 5 | | 6 | | 7 | |
|---------------|-----------------|---------------|-----------------|----------------|-----------------|---------------|-----------------|
| Вес. % | Мол. количество | Вес. % | Мол. количество | Вес. % | Мол. количество | Вес. % | Мол. количество |
| 46,08 | 0,768 | 45,60 | 0,759 | 46,27 | 0,771 | 45,80 | 0,763 |
| 0,55 | 0,007 | 0,66 | 0,009 | 0,64 | 0,008 | 0,99 | 0,013 |
| 35,96 | 0,353 | 35,30 | 0,346 | 36,52 | 0,358 | 35,02 | 0,343 |
| 0,34 | 0,002 | 0,58 | 0,004 | 0,08 | 0,001 | 0,88 | 0,006 |
| 1,40 | 0,019 | 0,89 | 0,012 | 1,00 | 0,014 | 1,00 | 0,014 |
| - | - | - | - | - | - | - | - |
| 0,99 | 0,025 | 2,15 | 0,053 | 1,08 | 0,027 | 1,03 | 0,027 |
| 0,42 | 0,007 | 0,56 | 0,011 | 0,49 | 0,009 | 0,88 | 0,016 |
| 1,30 | 0,021 | 1,30 | 0,021 | 1,40 | 0,023 | 1,30 | 0,026 |
| 8,92 | 0,094 | 8,64 | 0,091 | 8,70 | 0,092 | 9,02 | 0,095 |
| - | - | 0,16 | - | - | - | 0,32 | - |
| 4,41 | 0,244 | 4,39 | 0,244 | 4,15 | 0,230 | 4,11 | 0,228 |
| 0,08 | 0,005 | 0,05 | 0,005 | 0,06 | 0,003 | 0,08 | 0,005 |
| 100,45-0,02 = | | 100,27-0,02 = | | 100,39-0,003 = | | 100,48-0,03 = | |
| = 100,42 | | = 100,25 | | = 100,36 | | = 100,45 | |
| 2,698 | | 2,818 | | 2,889 | | 2,784 | |

турмалин, пирит. Спектральным анализом обнаружены (вес. %): титан (0,1-0,2), цирконий (0,02-0,03), свинец (0,002), иттрий (0,0006), стронций (0,01).

(K_{0,75} Na_{0,18} Ca_{0,13})_{1,06} (Al_{1,73} Fe³⁺_{0,01} Fe²⁺_{0,11} Mg_{0,08} Tl_{0,02})_{2,00}
 (Si_{3,00} Al_{1,00})_{4,00} O_{10,00} (OH_{1,98} O_{0,02})_{2,00}

3 - мусковит из метаморфизованного известняка, поток Довгоруль, обр. 12, парагенезис - кальцит, кварц, плагиоклаз, хлорит, турмалин, апатит. Спектральным анализом обнаружены (вес. %):

| Компонент | 8 | | 9 | | 10 | |
|-----------|-------|-----------------|--------|-----------------|--------|-----------------|
| | Вес.% | Мол. количество | Вес.% | Мол. количество | Вес.% | Мол. количество |
| SiO_2 | 46,74 | 0,778 | 44,40 | 0,739 | 46,27 | 0,771 |
| TiO_2 | 0,69 | 0,009 | 0,75 | 0,009 | 0,74 | 0,009 |
| Al_2O_3 | 33,06 | 0,324 | 34,06 | 0,334 | 35,27 | 0,346 |
| Fe_2O_3 | 0,42 | 0,003 | 0,10 | 0,001 | 0,61 | 0,004 |
| FeO | 1,07 | 0,015 | 0,98 | 0,014 | 0,71 | 0,010 |
| MnO | 0,02 | - | 0,03 | - | - | - |
| MgO | 1,26 | 0,032 | 1,26 | 0,032 | 1,26 | 0,032 |
| CaO | 0,98 | 0,018 | 2,52 | 0,045 | 0,42 | 0,007 |
| Na_2O | 1,26 | 0,021 | 1,26 | 0,021 | 1,00 | 0,016 |
| K_2O | 8,72 | 0,092 | 8,73 | 0,092 | 9,10 | 0,097 |
| H_2O^- | 0,08 | - | 0,08 | - | 0,04 | - |
| H_2O^+ | 5,45 | 0,300 | 6,19 | 0,344 | 4,87 | 0,272 |
| F | - | - | - | - | - | - |
| Сумма | 99,76 | | 100,36 | | 100,29 | |

Уд.вес

-

-

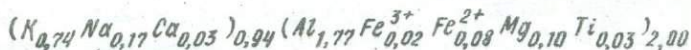
-

титан (0,1), ванадий (0,01), цирконий (0,006), свинец (<0,001), галлий (0,001), скандий (0,001-0,002), иттрий (0,0001).

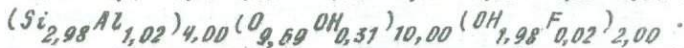
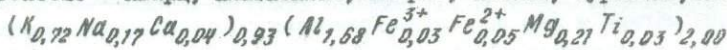
($K_{0,79} Na_{0,16} Ca_{0,05} 1,00 (Al_{1,86} Fe_{0,01}^{3+} Fe_{0,04}^{2+} Mg_{0,06} Ti_{0,03}) 2,00$

($Si_{3,00} Al_{1,00} 4,00 (O_{2,98} OH_{0,02}) 10,00 OH_{2,00}$.

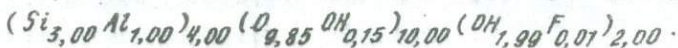
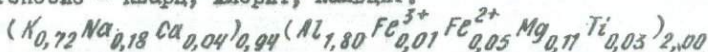
4 - мусковит из мусковитового сланца, поток Довгорунь, обр.21, парагенезис - кварц, плагиоклаз, хлорит, апатит, циркон, эпидот, турмалин.



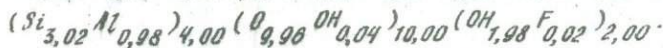
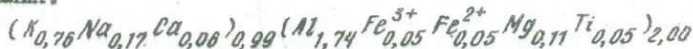
5 - мусковит из мусковитового сланца, поток Довгорунь, обр., парагенезис - кварц, плагиоклаз, хлорит, апатит, турмалин, кальцит.



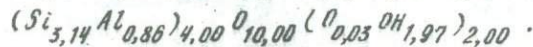
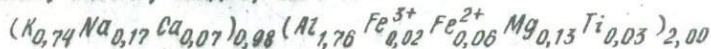
6 - мусковит из мусковитового сланца, поток Довгорунь, обр.23, парагенезис - кварц, хлорит, кальцит.



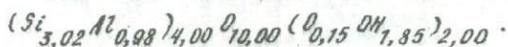
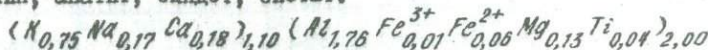
7 - мусковит из метаморфизованного известняка, поток Довгорунь, обр.24, парагенезис - кальцит, кварц, плагиоклаз, хлорит, апатит, турмалин.



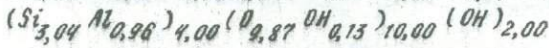
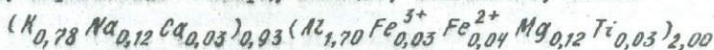
8 - мусковит из слюдисто-хлоритового сланца, поток Довгорунь, обр. К-34, парагенезис - кальцит, кварц, плагиоклаз, хлорит, турмалин, апатит, эпидот, биотит.



9 - мусковит из слюдисто-хлоритового сланца, поток Довгорунь, обр. К-34А, парагенезис - кальцит, кварц, плагиоклаз, хлорит, турмалин, апатит, эпидот, биотит.



10 - мусковит из слюдисто-хлоритового сланца, поток Довгорунь, обр.28, парагенезис - кварц, кальцит, плагиоклаз, апатит



т.е. максимальное содержание Na_2O в мусковитах - около 2%, а среднее содержание натрия в природных мусковитах - около 1% Na_2O , в чистых парагонитах - около 6% Na_2O [19]. В раховских мусковитах содержание окиси натрия не превышает 1,30-1,40 вес.% в прских сланцах и известняках и 1,28-1,82 вес.% - в кристаллических сланцах. Поэтому пока нет оснований предполагать наличие парагонита в этих породах. Для прских мусковитов характерно нормальное содержание магния и железа в октаэдрических слоях (правда, несколько меньше в сравнении с мусковитами кристаллических сланцев), что не выделяет их из обычных мусковитов.

Сделана попытка найти различия между мусковитами кристаллического комплекса и метаморфизованного триас-прского чехла. Для этого мусковиты пересчитаны в первом случае на содержание K, Na , и (Mg, Fe) -компонентов, во втором - K, Na и OH -компонентов, среди которых наблюдаются наибольшие различия (рис.3).

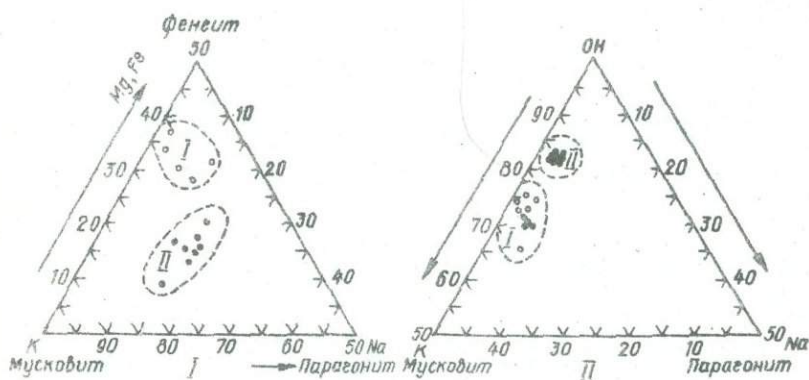


Рис.3. Диаграмма сопоставления составов мусковитов из докембрийских кристаллических сланцев (I - мусковит-фенгит-парагонит, светлые точки) и триас-прских метаморфических сланцев (II - OH-мусковит-парагонит, черные точки).

В первом случае (рис.3, I) мусковиты на треугольной диаграмме (мусковит-парагонит-фенгит) образуют два поля: в первом поле находится точки мусковитов из докембрийских кристаллических сланцев, во втором - мусковиты прских метаморфических сланцев. Из

расположения полей следует, что мусковиты из юрских пород, оставаясь существенно калиевыми минералами, в большей степени, чем мусковиты из кристаллических сланцев, богаты парагонитовой молекулой. Можно поэтому заключить, что мусковиты юрских пород должны быть более низкотемпературными минералами [38] по образованию, что находится в соответствии с геологической обстановкой. В то же время мусковиты из кристаллических сланцев более богаты фенгитовым компонентом.

Во втором случае (рис.3,II) разновозрастные мусковиты на треугольной диаграмме $K - Na - OH$ также образуют два поля. Четко видно, что более низкотемпературные мусковиты из юрских мусковитовых сланцев содержат больше воды. При этом несколько отличаются юрские мусковиты из известняков, которые по содержанию воды близки к мусковитам кристаллического комплекса.

Термические исследования (рис.4) мусковитов представляют некоторый интерес. Проанализированы мусковиты из метаморфизованных юрских и триасовых мусковит-хлоритовых сланцев, но опыт проводился до температуры $1000^{\circ}C$ и удалось зафиксировать только эндотер-

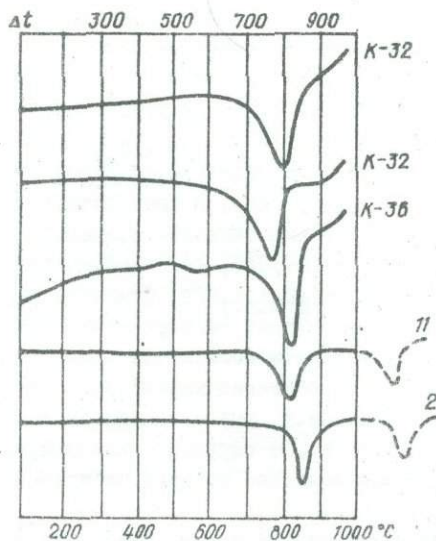


Рис.4. Термограммы мусковитов. Кривые 2, II взяты для сравнения [22].

мический эффект при 750–820°C. Этот эндотермический эффект (и другой при 1100–1150°C) характерен для мусковитов и парагонитов, как это видно из сравнения с эталонами В.П.Ивановой [22]. Другие образцы дают нечеткие линии, характерные для гидрослюд.

Рентгеноструктурный анализ мусковита в данном конкретном случае мало дает для диагностирования минералов, но говорить по его данным о наличии двух фаз в мономинеральной фракции – мусковита и хлорита – можно. Такая невозможность механического разделения этих минералов вызвана параллельным их срастанием, видимо, во вполне определенных условиях метаморфизма. Тем не менее некоторые линии с межплоскостными расстояниями 10,08; 5,00; 3,30; 3,00 характеризуют гидрослюду и могут быть отнесены к числу линий средних и даже сильных. С другой стороны, линии с межплоскостными расстояниями 14,22; 7,13; 4,72; 3,58; 2,808 характерны для хлоритов.

Хлорит – один из распространенных метаморфогенных минералов мезозойских пород. Нередко количество хлорита возрастает настолько, что можно выделить известково-, слюдисто-хлоритовые, кварц-хлорит-известковые и другие сланцы.

Хлорит из слюдисто-хлоритового сланца прского возраста по потоку Довгорунь характеризуется аномально-зеленым цветом, плехроирует резко от зеленого, буровато-зеленого по $Np >$ до желтого, соломенно-желтого, почти бесцветного по Ng . Показатели преломления его и подобных хлоритов из других месторождений (см. табл.23) более или менее постоянны; $n_g (n_m) = 1,600-1,605$. Но встречаются и более железистые разновидности хлоритов с показателями преломления $n_g (n_m) = 1,610-1,624$. В протолочках из одних образцов слюдисто-хлоритовых сланцев отмечены хлориты с показателем преломления $n_g (n_m) = 1,600-1,605$, реже наблюдаются с показателем преломления $n_g (n_m) = 1,621-1,624$. Отмечено обесцвечивание хлорита, что, по-видимому, влияет на изменение показателя преломления. По диаграмме зависимости показателя преломления от железистости в хлоритах [24] определена максимальная железистость исследуемых хлоритов: 43–45 ат.%. Вместе с мусковитом хлорит обнаружен в параллельных сростках и образует линзочки, прослои, которые субпараллельным расположением создают слоисто-сланцеватую текстуру породы.

И.М.Афанасьева [1] отмечала наличие хлоритов в типичных осадочных породах триаса и юры. В триасовых аргиллитах хлорит встре-

Оптические свойства хлоритов

| Номер образ-ца | Порода, место взятия | Плеохроизм | | $n_g(n_m)$ | $F, \%$ |
|----------------|--|-------------------|-------------------|------------|---------|
| | | Np | Ng | | |
| K-38 | Мусковит-хлоритовый сланец, р.Тиса | Буровато-зеленый | Светло-зеленый | 1,621 | 43 |
| K-38 | То же | Зеленова-то-бурый | Соломен-но-желтый | 1,624 | 45 |
| K-38 | " " | - | - | 1,621 | 43 |
| K-38 | " " | Зеленый | | 1,622 | 43 |
| K-38 | " " | " | | 1,622 | 43 |
| K-32 | Хлоритовый сланец, поток Довгорунь | Зеленый | Бесцвет-ный | 1,602 | 25 |
| K-32 | То же | " | Соломен-но-желтый | 1,605 | 25 |
| K-32 | " " | " | Светло-желтый | 1,600 | 24 |
| K-24 | Серицит-хлоритовый сланец, поток Дов-горунь | | Соломен-но-желтый | 1,603 | 25 |
| K-24 | То же | | Зеленый | 1,605 | 25 |
| K-24 | " " | Зеленый | Соломен-но-желтый | 1,605 | 25 |
| K-24 | " " | " | То же | 1,605 | 25 |
| K-24 | " " | Светло-зеленый | | 1,600 | 24 |
| K-34A | Серицит-хлоритовый сланец, поток Дов-горунь | Светло-зеленый | Бесцвет-ный | 1,605 | 25 |
| K-36 | Слюдисто-хлоритовый сланец, поток Довго-рунь | Светло-зеленый | Желтый | 1,612 | 27 |
| K-36 | То же | Зеленый | Соломен-но-желтый | 1,610 | 27 |
| K-36 | " " | " | Желтый | 1,612 | 27 |
| K-30 | " " | " | " | 1,610 | 27 |
| K-35 | Слюдистый сланец, г.Соймул | Светло-зеленый | Бесцвет-ный | 1,585 | 15 |
| K-35 | То же | То же | То же | 1,583 | 15 |

чен до 1% и представлен изометричными и удлинненными чешуйками пенина с прямым угасанием, индигово-синим интерференционным цве-

том с $n_g' = 1,580$. В обломочных породах юры количество хлорита возрастает до 6%, и это ярко- и желтовато-зеленый, резко плеохромирующий до бесцветного по Np прохлорит с $n_m = 1,623$. В песчаниках потока Каменного наблюдается топочешуйчатый хлорит, который развивается по гранату. Этот хлорит зеленый, слабо плеохромирующий, характеризуется аномальным фиолетово-синим цветом с $n_m' = 1,598$. В песчаниках и известняках урочища Рударня встречен буровато-зеленый хлорит с показателем преломления $n_m' = 1,668$, который также отнесен к прохлориту. И.М.Афанасьева отмечала аутигенный хлорит в карбонатных и кремнистых породах триаса. В кремнистых породах (яшмах) хлорит замещает халцедон в радиолариях или образует тонкие прожилки. Хлорит зеленый, показатель преломления $n_g' = 1,632$; $n_p' = 1,629$; это прохлорит.

Мономинеральные пробы хлоритов из юрских пород оказались не совсем чистыми. Полностью избавиться от примеси слюды, которая наблюдается в параллельном сростании с хлоритом, не представилось возможности. Поэтому в приведенных анализах (см. табл.24) есть некоторое количество щелочей; не исключены примеси альбита, кальцита (при выделении мономинеральной фракции хлорита образец кислотой не обрабатывался). Особенно резкое различие наблюдается в содержании окиси и закиси железа (обр. К-32), в резком преобладании трехвалентного железа над двухвалентным. (Отметим, что по нашей просьбе определение железа было повторено Б.В.Мирской, проверено другим аналитиком и дало тот же результат).

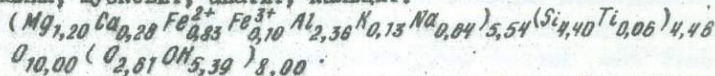
Положение Fe_2O_3 в хлоритах различные исследователи по-разному оценивают. Одни рассматривают Fe_2O_3 в хлоритах как результат вторичного окисления FeO ; другие считают, что, по крайней мере, часть Fe_2O_3 может быть первичным компонентом хлоритов. К.Б.Кеппежинская [24] на основании статистического анализа приходит к таким выводам относительно Fe_2O_3 в хлорите: 1) трехвалентное железо определенно входит в решетку хлоритов, по-видимому, в ограниченных количествах; 2) высокое содержание Fe_2O_3 в хлоритах с избытком H_2O скорее всего обусловлено наличием гидроокислов железа; 3) не исключена возможность, что Fe_2O_3 связано с ошибками анализа (переопределение Fe_2O_3 за счет FeO).

Трехвалентное железо значительно повышает показатель преломления в силикатных минералах. В.С.Соболев [57] подчеркивал, что наименьший показатель преломления связан с вхождением в минерал окиси железа и двуокиси титана. При этом 1% окиси железа повышает показатель преломления в 2-2,5 раза больше, чем 1% закиси же-

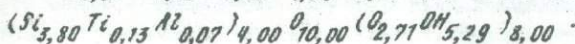
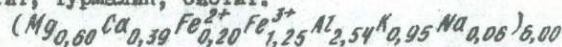
Химический состав хлоритов

| Компонент | 1 | | 2 | | 3 | |
|----------------------------|--------|-----------------|--------|-----------------|--------|-----------------|
| | Вес. % | Мол. количество | Вес. % | Мол. количество | Вес. % | Мол. количество |
| SiO_2 | 45,19 | 0,753 | 37,00 | 0,616 | 33,86 | 0,565 |
| TiO_2 | 0,93 | 0,011 | 1,70 | 0,021 | 0,54 | 0,006 |
| Al_2O_3 | 20,55 | 0,202 | 21,54 | 0,211 | 23,97 | 0,235 |
| Fe_2O_3 | 1,45 | 0,009 | 16,23 | 0,101 | 1,70 | 0,011 |
| FeO | 10,20 | 0,142 | 2,29 | 0,032 | 17,52 | 0,244 |
| MnO | 0,17 | - | 0,03 | - | 0,04 | - |
| MgO | 8,28 | 0,206 | 3,92 | 0,099 | 10,01 | 0,248 |
| CaO | 2,66 | 0,048 | 3,64 | 0,064 | 0,98 | 0,018 |
| Na_2O | 3,38 | 0,055 | 0,34 | 0,005 | 0,40 | 0,006 |
| K_2O | 1,00 | 0,011 | 7,34 | 0,077 | 2,00 | 0,021 |
| H_2O^- | 0,06 | - | 0,01 | - | 0,08 | 0,006 |
| H_2O^+ | 6,32 | 0,350 | 5,76 | 0,322 | 9,20 | 0,511 |
| Сумма | 100,19 | | 95,80 | | 100,30 | |
| Уд. вес | 2,818 | | - | | | |
| $S = \frac{SiO_2}{R_2O_3}$ | 3,62 | | 2,92 | | 2,30 | |
| $f = \frac{FeO}{MgO}$ | 0,69 | | 0,32 | | 0,88 | |
| $a = \frac{Fe_2O_3}{FeO}$ | 0,06 | | 0,03 | | 0,05 | |
| F | 33,8 | | 70,4 | | 52,0 | |

Примечания: 1 - хлорит из слюдясто-хлоритового сланца, поток Довгорунь, обр. 10, парагенезис - кварц, плагиоклас, хлорит, турмалин, мусковит, апатит, кальцит.



2 - хлорит из слюдясто-хлоритового сланца, поток Довгорунь, обр. К-82, парагенезис-кварц, плагиоклас, кальцит, мусковит, эпидот, апатит, турмалин, биотит.



З - хлорит из слюдясто-хлоритового сланца, карьер Довгорунь, обр.28, парагенезис - кварц, плагиоклаз, кальцит, мусковит, апатит.

$(Mg_{1,53} Ca_{0,12} Fe^{2+}_{1,50} Fe^{3+}_{0,14} Al_{2,38} K_{0,26} Na_{0,07}) 6,00 (Si_{3,96} Ti_{0,04} Al_{0,50}) 4,00$
 $0,10,00 (0,69 OH_{6,31}) 8,00$

леза или для первого это увеличение в силикатах равно 0,005–0,006 на 1%, а для второго оно примерно вдвое меньше. Для минералов группы хлорита Д.П.Сердюченко [53] также подчеркивал более значительное влияние на показатель преломления трехвалентного железа по сравнению с двухвалентным.

Показатель преломления хлорита из слюдясто-хлоритового сланца юрского возраста (обр. К-32, $n_g \approx n_m = 1,600 \pm 1,605$) характерен для магнезиально-железистых разновидностей хлоритов, в то время как по составу он отвечает железистым хлоритам. Вычисленный показатель преломления для данного образца хлорита больше 1,660, что выше истинного измеренного показателя преломления. Отсюда можно сделать вывод, что Fe_2O_3 в данном образце не должно содержаться в таком большом количестве, а наличие его обусловлено или ошибкой анализа (напомним, что анализ проверялся) или наличием примесей гидроксидов железа.

В наших образцах хлоритов постоянно находится некоторое количество кальция и щелочей. По поводу положения катионов кальция, калия и натрия существуют разные точки зрения. Д.П.Сердюченко [53] считает, что щелочные и кальциевые катионы могут занимать в решетке хлоритов особые места. Статистическая проверка К.Б.Кеппежинским [24] природных хлоритов доказала, что кальций и щелочи не обнаруживают никакой связи ни со свойствами хлоритов, ни с другими катионами, входящими в их состав. Так считает подавляющее большинство исследователей. Наличие этих катионов они связывают с переслаиванием или смешиванием со слюдой либо с наличием в ассоциации с хлоритами карбонатов и других силикатов. В анализах, проведенных нами, высокое содержание щелочей (4,38–7,68 вес.%) и кальция (2,66–3,64 вес.%) обусловлено наличием слюды и карбоната (что подтверждается рентгенограммами). Такое количество щелочей показывает, что часть анализируемых мономинеральных фракций составляла слюда. Поэтому нельзя считать, что данные анализы отражают состав чистого хлорита.

Пересчет анализов на кристаллохимическую формулу производился по катионному методу. И.Д.Борнеман-Старинкевич [9] считает, что структура хлорита является столь же четко определенной, как и структура остальных слоистых минералов; поэтому формула хлорита должна отвечать его структуре, т.е. должно соблюдаться соотношение $Y : Z : (O, OH) = 6:4:18$. Поэтому при расчете кристаллохимических формул хлорита, чтобы получить делитель при каждом элементе, нужно сумму атомных отношений катионов делить на 10. При расчете этих же анализов на "сухую" формулу (по [53]) больших отклонений в коэффициентах при каждом элементе не наблюдается, но названные отношения групповых коэффициентов нарушаются.

Полуколичественным спектральным анализом определены (вес.%) никель (0,006–0,008), кобальт (0,002–0,003), ванадий (0,002–0,06), хром (0,01–0,02), цирконий (0,003–0,008), медь (0,001–0,003), германий (0,002), галлий (0,001), скандий (0,003), иттрий (0,003).

Термограммы раховских хлоритов отвечают эталонам рипидолита. Наблюдается эндотермические эффекты при 600–650°C и несколько слабее при 800–830°C. Первый эндотермический эффект связан с выделением конституционной воды, а второй характерен для магнезиальных и магнезиально-железистых хлоритов и отвечает температуре распада решетки этих минералов.

Рентгеноструктурный анализ слюдястых минералов приведен в табл.25. Анализировался материал из разных месторождений Раховских гор: потока Довгорунь (К-32, К-36), р.Тисы (К-38), г.Соймул (К-85). Рентгенограммы показывают сходство образцов, выразившееся в наличии двух фаз – хлорита и гидрослюда. В материале, сланном на анализ, могла быть механическая примесь кальцита и окислов железа, от которых нельзя было избавиться, но она не превышает 2–3%. Для сравнения выполнен рентгеноструктурный анализ мусковитов (Д-11, Д-91, Д-106) из кристаллических сланцев этого же района. Кроме того, сравнивались рентгенограммы наших образцов с образцами хлоритов № 860 и 860А из справочника В.И.Михеева [43]. Наблюдаются отклонения от образцов стандартных хлоритов и мусковитов из кристаллических сланцев. Судить о количественных соотношениях минералов в анализированных образцах трудно, но говорить о наличии двух фаз – хлорита и гидрослюда – можно. По-видимому, такие сростки этих минералов, которые невозможно разделить механическим путем, вызваны условиями их образования в специфической обстановке. В связи с этим раховские слюды из мезозойских метаморфизованных пород могут представить особый интерес и потребуют специальных и детальных исследований.

Рентгеноструктурные свойства слоистых минералов

| K-32 | | K-36 | | K-38 | | K-85 | | 860 | |
|------|-------|------|-------|------|-------|------|-------|-----|---------|
| I | d/n | I | d/n | I | d/n | I | d/n | I | d/n |
| 3 | 14,22 | 4 | 13,66 | 2 | 13,66 | 5 | 14,22 | 10 | 13,85 |
| 10 | 10,08 | 5 | 10,08 | 9 | 10,08 | 6 | 10,08 | 8 | 7,01 |
| 5 | 7,13 | 10 | 7,08 | 5 | 7,08 | 9 | 7,08 | 8 | 4,69 |
| 6 | 5,00 | 1 | 5,00 | 4 | 5,00 | 2 | 5,00 | 3 | (3,907) |
| 3 | 4,72 | 5 | 4,68 | 1 | 4,39 | 3 | 4,68 | 8 | 3,533 |
| 6 | 3,56 | 6 | 3,52 | 2 | 4,21 | 2 | 4,21 | 0,5 | (3,109) |
| 9 | 3,33 | 7 | 3,30 | 2 | 3,51 | 9 | 3,51 | 6 | 2,831 |
| 2 | 3,23 | 9 | 3,021 | 10 | 3,33 | 10 | 3,33 | 5 | 2,648 |
| 4 | 3,038 | 3 | 2,837 | 6 | 3,18 | 1 | 3,18 | 6 | 2,546 |
| 3 | 2,875 | 8 | 2,683 | 4 | 2,962 | 2 | 2,987 | 6 | 2,400 |
| 3 | 2,808 | 2 | 2,581 | 3 | 2,808 | 3 | 2,815 | 0,5 | 2,243 |
| 3 | 2,730 | 2 | 2,411 | 5 | 2,575 | 2 | 2,551 | 4 | 2,017 |
| 4 | 2,606 | 3 | 2,277 | 2 | 2,476 | 2 | 2,459 | 0,5 | (1,743) |
| 3 | 2,533 | 9 | 2,002 | 2 | 2,400 | 2 | 2,379 | 1 | 1,698 |
| 3 | 2,416 | 2 | 1,912 | 1 | 2,282 | 2 | 2,258 | 1 | 1,668 |
| 1 | 2,300 | 1 | 1,866 | 8 | 2,118 | 2 | 2,114 | 9 | 1,537 |
| 3 | 2,158 | 1 | 1,825 | 9 | 1,981 | 5 | 1,985 | 2 | 1,502 |
| 7 | 2,016 | 3 | 1,698 | 3 | 1,873 | 2 | 1,854 | 0,5 | 1,467 |
| 1 | 1,872 | 2 | 1,660 | 5 | 1,811 | 3 | 1,825 | 1 | 1,419 |
| 1 | 1,717 | 1 | 1,608 | 1 | 1,729 | 1 | 1,724 | 2 | 1,320 |
| 9 | 1,667 | 1 | 1,544 | 10 | 1,640 | 4 | 1,679 | 2 | 2,296 |
| 2 | 1,625 | 1 | 1,388 | 1 | 1,595 | 2 | 1,565 | | |
| 2 | 1,581 | 1 | 1,354 | 2 | 1,500 | 1 | 1,540 | | |
| 4 | 1,531 | | | 1 | 1,641 | 2 | 1,374 | | |
| 3 | 1,360 | | | 2 | 1,381 | 1 | 1,288 | | |
| | | | | 2 | 1,346 | | | | |
| | | | | 2 | 1,291 | | | | |

Условия съемки: анод - *Co*; фильтр - *Fe*; 40 квт; 12 ИА; Д-57,3 мм;

Таблица 25

| 860а | | Д-91 | | Д-11 | | Д-106 | |
|------|---------|------|-------|------|-------|-------|-------|
| I | d/n | I | d/n | I | d/n | I | d/n |
| 8 | 13,7 | 6 | 14,03 | 2 | 13,66 | 10 | 9,45 |
| 10 | 6,94 | 10 | 10,08 | 10 | 9,95 | 7 | 5,00 |
| 1 | (5,18) | 8 | 6,98 | 5 | 7,13 | 7 | 6,44 |
| 9 | 4,646 | 6 | 4,97 | 7 | 4,97 | 3 | 4,09 |
| 1 | (3,871) | 4 | 4,68 | 7 | 4,44 | 4 | 4,87 |
| 10 | 3,585 | 7 | 4,48 | 5 | 3,85 | 6 | 3,71 |
| 0,5 | (3,085) | 5 | 3,85 | 3 | 3,71 | 5 | 3,46 |
| 6 | 2,815 | 5 | 3,71 | 4 | 3,46 | 10 | 3,32 |
| 0,5 | (2,681) | 7 | 3,50 | 7 | 3,31 | 5 | 3,19 |
| 6 | 2,539 | 10 | 3,32 | 6 | 3,18 | 6 | 3,971 |
| 4 | 2,426 | 6 | 3,20 | 5 | 2,971 | 5 | 2,852 |
| 1 | 2,374 | 6 | 2,979 | 5 | 2,852 | 5 | 2,772 |
| 2 | 2,248 | 5 | 2,837 | 2 | 2,765 | 10 | 2,557 |
| 1 | (2,196) | 5 | 2,786 | 10 | 2,557 | 1 | 2,465 |
| 1 | (2,057) | 9 | 2,563 | 1 | 2,470 | 6 | 2,377 |
| 9 | 1,993 | 3 | 2,465 | 5 | 2,374 | 1 | 2,236 |
| 3 | 1,869 | 5 | 2,237 | 4 | 2,122 | 2 | 2,192 |
| 3 | 1,813 | 2 | 2,192 | 5 | 1,981 | 6 | 2,122 |
| 2 | 1,686 | 4 | 2,130 | 5 | 1,642 | 6 | 1,985 |
| 2 | 1,651 | 8 | 1,988 | 5 | 1,496 | 1 | 1,724 |
| 7 | 1,560 | 2 | 1,878 | 3 | 1,344 | 6 | 1,640 |
| 8 | 1,535 | 1 | 1,729 | | | 1 | 1,593 |
| 3 | 1,498 | 4 | 1,645 | | | 0,5 | 1,554 |
| 1 | 1,460 | 1 | 1,600 | | | 5 | 1,495 |
| 3 | 1,412 | 1 | 1,556 | | | 4 | 1,346 |
| 9 | 1,384 | 1 | 1,522 | | | 4 | 1,335 |
| 0,5 | 1,341 | 5 | 1,502 | | | | |
| 3 | 1,314 | 1 | 1,450 | | | | |

2 ч 30 мин, обр. Д-91, Д-11, Д-106; 2 ч. Аналитик М.Я.Гамарник.

Используя треугольную диаграмму составов хлоритов [24] фации зеленых сланцев и эпидотовых амфиболов, мы нанесли на нее свои данные. Анализы почти не выходят за границу поля анализов первого класса.

Таким образом, по совокупности оптических и химических свойств раховские хлориты из мезозойских слюдясто-хлоритовых сланцев можно отнести к типичным магнезиально-железистым хлоритам типа рипидолита (по классификации В.П.Ивановой [21]). От рипидолитов из кристаллических сланцев их отличает несколько малая железистость ($n_g \approx n_m = 1,600 \pm 1,610$, $F = 25 \pm 35$ ат.%), которая иногда поднимается до железистости типичного рипидолита ($n_g \approx n_m = 1,622 \pm 1,624$, $F = 40 \pm 45$ ат.%). По содержанию глинозема (2,61 единиц в кристаллохимической формуле) они также попадают в группу рипидолита (2,40–3,40 единиц в кристаллохимической формуле). Но резкое увеличение Si в формуле минерала до 3,80 (что связывается с посторонними примесями) свидетельствует о приближении этих хлоритов к прохлоритам (по классификации К.Б.Кеппежинского [24]). Отметим, что в целом железистость рипидолитов ($n_g \approx n_m = 1,600 \pm 1,610$, $F = 25 \pm 35$ ат.%) из слюдясто-хлоритовых сланцев юрского возраста несколько ниже железистости рипидолитов ($n_g \approx n_m = 1,623$, $F = 45$ ат.%) из кристаллических сланцев, что можно поставить в зависимость от специфических условий их образования и состава вмещающих пород.

Гранат развит нешироко. Находится в обломочных породах, в карбонатных породах встречается чаще всего в псаммитовых разностях.

Гранат представлен угловатыми или полукатанными зернами. Неизменный гранат характеризуется розовым, светло-, реже темно-розовым цветом, в шлифе – бесцветный или слабозеленоватый. Часто в гранате отмечаются пойкилитовые вроски кварца, плагиоклаза, мусковита и других минералов, которые можно рассматривать как захваченные во время роста, но нередко эти вроски переполняют зерна граната настолько, что придают им ситовидный характер. С другой стороны, гранат трещиноват и по многочисленным разноориентированным трещинкам его развивается хлоритоподобный минерал ($n_g' = 1,633 \pm 0,002$) желтовато-зеленых тонов или же трещинки в гранате выполняются совершенно ксеноморфным кварцем и альбитом.

Гранат триас-юрских осадочных пород является минералом терригенным, а по внешнему виду и оптическим свойствам он сходен с пироп-альмандиновыми гранатами из кристаллических сланцев [16].

Оптические свойства гранатов

| Номер образца | Порода | Место взятия образца | n | Алт-компонент | F, мол. % |
|---------------|----------------------------|----------------------|----------|---------------|-----------|
| K-32 | Хлоритовый сланец | Поток Довгорунь | 1,800 | 75 | 80 |
| K-34 | Серицит-хлоритовый сланец | " " | 1,785 | 64 | 70 |
| K-38 | Мусковит-хлоритовый сланец | р.Тиса | 1,800(?) | 75 | 80 |
| K-64 | Известняк | Урочище р.Рударня | 1,780 | 57 | 67 |
| K-64 | " | " " | 1,785(?) | 64 | 70 |

Замеры показателей преломления гранатов (табл.26) производились в обычном наборе иммерсионных жидкостей методом "фокального экранирования" [70] и определялось содержание альмандина по прямой зависимости показателя преломления пироп-альмандиновых гранатов от содержания альмандина [11]. Эта прямая дополнена [16] прямой показатель преломления - общая железистость, по которой можно определить содержание железистого компонента терригенных гранатов из триас-юрских осадочных пород.

Показатель преломления гранатов $n = 1,780-1,800$ (табл.26). Но метод "фокального экранирования" с обычным набором иммерсионных жидкостей не дает достаточно точных результатов для гранатов с показателем преломления выше 1,800.

Рутил находится в тяжелой фракции триасовых и юрских пород и представлен округлыми зернами размером не более 0,5 мм. В слюдястых сланцах юрского возраста по левому берегу р.Тисы были встречены полуокатанные, округлые зерна рутила крупного размера - до 2-3 мм. Рутил розовато-, буровато-красный, без посторонних включений, похож на гранат, но отличается высоким показателем преломления. О принадлежности этих зерен именно к рутилу свидетельствует рентгенограмма (см. табл.27). Раховский рутил мы сравнивали с рутилом из Вишневых гор (Урал) справочника В.И.Михеева [43], обр. 266а.

Припит установлен в тяжелой фракции из обломочных и карбонатных пород в довольно значительных количествах в виде зерен различной формы - от неправильной до кубической, в небольших количествах - в слюдястых сланцах на г.Соймул и пот.Довгорунь (Рахов-

Т а б л и ц а 27

Рентгеноструктурные свойства рутила

| Обр. К-38 | | | Обр. 266а | | |
|-----------|----------|------------|-----------|----------|------------|
| <i>n</i> | <i>I</i> | <i>d/n</i> | <i>n</i> | <i>I</i> | <i>d/n</i> |
| 1 | 10 | 3,21 | 1 | 1 | (3,600) |
| 2 | 8 | 2,46 | 2 | 8 | 3,243 |
| 3 | 3 | 2,19 | 3 | 4 | 2,494 |
| 4 | 10 | 1,68 | 4 | 3 | 2,190 |
| 5 | 3 | 1,61 | 5 | 1 | 2,062 |
| 6 | 5 | 1,354 | 6 | 3 | (1,862) |
| | | | 7 | 10 | 1,686 |
| | | | 8 | 3 | 1,628 |
| | | | 9 | 1 | 1,984 |
| | | | 10 | 1 | 1,454 |
| | | | 11 | 2 | 1,359 |
| | | | 12 | 1 | 1,216 |
| | | | 13 | 1 | 1,085 |

Условия съемки: *Fe* - анод, $D = 53,7$ мм, 30 кV, 8 мА, без фильтра. Аналитик Т.Л.Мичник.

ские горы). В сланцах пирит светло-желтый, с хорошо выраженным металлическим блеском, в обломочных породах и известняках зерна пирита окружены оторочкой бурых окислов железа.

По электрофизическим свойствам пиритов (и одного галенита) сделана попытка предтавить температуры образования пиритов из разных месторождений (табл.28).

Эпидот отмечен в слюдясто-хлоритовых сланцах юрского возраста по левому берегу р.Тисы, выше потока Довгорунь (Раховские го-

Т а б л и ц а 28

Термоэлектрические свойства пирита и галенита[†]

| Номер образца | Порода | Место взятия образца | Минерал | Коэффициент термо-э.д.с., мкв/град | Температура образования, °С |
|---------------|----------------------------|----------------------|---------|------------------------------------|-----------------------------|
| К-30 | Известняк | г.Соймул | Пирит | +135 | 350 |
| А | Слюдястый сланец с рудой | г.Камень Клев-ка | " | +280 | 240-320 |
| А | То же | То же | Галенит | -240 | 300 |
| К-35 | Слюдясто-хлоритовый сланец | г.Соймул | Пирит | -240 | 360-370 |

[†] Аналитик В.К.Куделя.

ры). Часто эти сростки или скопления мелких зернышек среди слюдястых минералов, реже обнаружены крупные, до 0,25–0,5 мм, хорошо индивидуализированные зерна эпидота. Эпидот характеризуется высокой интерференционной окраской, но встречаются голубовато-серые, менее рельефные зерна, которые напоминают клиноцоизит. Эпидот в слюдястых сланцах, видимо, образуется за счет плагиоклазов; при этом он совершенно не наследует их форму и развивается в породе по отдельным участкам или зонам. В таких эпидотизированных участках отмечаются зерна чистого, прозрачного кварца, который мог образоваться в результате реакции замещения эпидотом плагиоклава.

Турмалин содержится в качестве акцессорного минерала в мусковит-хлоритовых сланцах юрского возраста в потоке Довгорунь и по левому берегу р. Тисы (Раховские горы). В сланцах турмалин образует мелкие призматические зерна размером не более 0,05–0,15 мм по длинной оси. Характерен плеохроизм от зеленого, буровато-зеленого по $N\rho$ до светло-соломенно-желтого, бесцветного по $N\gamma$. Оптические данные следующие: $n_o = 1,648-1,650$, $n_e = 1,620-1,623$, $n_o - n_e = 0,025$. Обнаружены зональные турмалины, по оптическим данным их можно отнести к шерлам.

Турмалины из осадочных пород описывала И.М. Афанасьева [1]. Их свойства: грязно-зеленый турмалин с $n'_m = 1,640-1,642$, $n'_\rho = 1,624-1,625$ отнесен к альбайту; желто-бурый – это дравит, плеохрозирующий от желто-бурого по Nm' до светло-бурого по $N\rho'$ с показателем преломления $n'_\rho = 1,628$, зеленовато-синий турмалин с $n'_\rho = 1,632$ отнесен к переходной разности между альбайтом (или дравитом) и шерлом.

Цицкон распространен в тяжелой фракции осадочных пород. Встречается он среди обломочных и карбонатных пород в виде удлиненно-призматических зерен, окатанных или полукатанных, размером не более 0,25–0,45 м.

Апатит отмечен в осадочных и метаморфизованных породах триаса и юры, причем преобладает в первых. Он образует призматические зерна окатанной и полукатанной форм и размером 0,5–1,0 мм, часто мутный или молочно-белый в протолочках. Оптические свойства его постоянны: $n_g = 1,633$, $n_\rho = 1,630$; его можно отнести к фторapatиту.

В слюдястых сланцах потока Довгорунь апатит образует призматические или неправильной формы зерна; удлиненные зерна апатита субпараллельно ориентированы согласно со сланцеватостью породы; $n_g = 1,633$; $n_\rho = 1,623-1,630$; $n_g - n_\rho = 0,004$.

МЕТАМОРФИЗМ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА И ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИЕ
(И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ) ПРЕОБРАЗОВАНИЯ
МЕЗОЗОЙСКОГО ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

МЕТАМОРФИЗМ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

Неоднократность и многообразие метаморфических процессов определяют современный облик домезозойских кристаллических сланцев и свидетельствуют о сложной и длительной истории геологического развития исследованного района.

Метаморфические процессы в кристаллических сланцах проявлялись неоднократно. Каждый из этих процессов по-разному проявился в различных стратиграфических горизонтах и характеризуется своими особенностями. Далекое не безразлично, как возникли глубоко метаморфизованные и диафторированные кристаллические сланцы, поскольку при различных путях их образования следует ожидать различия в мобилизации рудоносных элементов, а также места и времени локализации месторождений полезных ископаемых.

Проблему метаморфизма кристаллического фундамента нельзя считать решенной окончательно. Наиболее дискуссионны вопросы, связанные с прогрессивным региональным метаморфизмом и диафторезом, нет единой точки зрения о характере метаморфических процессов, их возраста. Существующие мнения можно свести к двум противоположным идеям становления кристаллического комплекса. Одни считают, что фундамент формировался в несколько этапов прогрессивного регионального метаморфизма, которые следовали после самостоятельных седиментационных циклов. Каждый последующий этап происходил в других фациальных условиях и вызывал диафторические изменения в более древних породах. Другие утверждают, что кристаллические сланцы были сформированы в течение одного прогрессивного регионального этапа метаморфизма, а процессы повторного метаморфизма — диафтореза являются наложенными. Но здесь также нет единого мнения ни о термодинамических условиях регионального метаморфизма, ни о роли процессов диафтореза в формировании кристаллического комплекса. В.С.Соболев [57] считал, что региональный мета-

морфизм привел к образованию высокотемпературных пород, Л.Г.Ткачук и Ю.Р.Данилович [64] - что эти условия достигали амфиболитовой ступени метаморфизма, И.Ф.Трусова [67] - средней и низкой ступени, Е.И.Лавренко [35] и О.И.Матковский [42] - зеленосланцевой фации или фации эпидотовых амфиболитов. Одни авторы придают значительную роль диафорезу в формировании кристаллического комплекса, другие считают, что эти процессы имели узко локальный характер. Однако все сходится во мнении, что диафорические и катакластические процессы значительно оторваны от первоначального прогрессивного регионального метаморфизма.

В.С.Соболев [57] впервые отметил, что "комплекс дважды претерпел метаморфизм, вероятно, в разные геологические эпохи. Первый этап метаморфизма привел к образованию высокотемпературных сланцев, возраст которых я склонен считать докембрийским. Второй этап привел к образованию более низкотемпературных сланцев диафоритов, обычно с резкими признаками катаклаза. Этот этап метаморфизма, вероятно, относится к низам мезозоя".

Согласно Л.Г.Ткачуку [62], породы претерпели прогрессивный региональный метаморфизм амфиболитовой фации, затем региональный регрессивный метаморфизм фации зеленых сланцев, в дальнейшем они подвергались только локальному катакластическому метаморфизму. Затем эти взгляды были детализированы: в первом этапе (докембрийском) региональный метаморфизм амфиболитовой фации охватил породы белопотокской свиты, во втором этапе (нижнепалеозойском) эпидотамфиболитовой фации метаморфизовались породы деловецкой свиты, в третьем (верхнепалеозойском) - проявился региональный метаморфизм зеленосланцевой фации, при котором метаморфизовались кузинские породы, но диафорезу подвергались белопотокские породы, четвертый этап (мезозойский) был катакластическим.

Позже Л.Г.Ткачук и Ю.Р.Данилович [64] подтвердили целесообразность выделения только трех этапов в формировании домезозойского кристаллического комплекса. При этом отмечалось, что первый этап прогрессивного регионального метаморфизма охватил породы всей толщи (как белопотокской, так и деловецкой свиты) и достигал условий амфиболитовой фации. Второй этап метаморфизма происходил в условиях фации зеленых сланцев и захватил почти всю толщу деловецких пород, и в некоторой степени белопотокские породы. Впервые была отмечена связь между регрессивными метаморфическими преобразованиями кристаллических пород и прогрессивным метаморфизмом триас-юрского чехла массива в условиях фации зеленых сланцев.

Третий этап метаморфизма происходил без изменения вещественного состава пород, сформировавшиеся породы подвергались только дроблению, катаклазу и милонитизации.

По С.Г.Рудакову [48], существовало два этапа прогрессивного регионального метаморфизма: в первом этапе в условиях фации альмандиновых амфиболитов были переработаны породы белопотокской свиты, во втором этапе в условиях зеленосланцевой фации метаморфизовались все породы, залегающие выше белопотокской свиты. Диафторез проявился, по данным этого автора, при метаморфизме второго этапа в белопотокских породах и в дальнейшем при метаморфизме древних пород чехла.

Е.И.Лавренко [34] говорит о возможном одном этапе домезозойского регионального метаморфизма фации зеленых сланцев и в некоторых местах фации эпидотовых амфиболитов и затем второго локального метаморфизма альпийского тектогенеза с проявлением диафторитов.

О.И.Матковский [41] считает, что прогрессивный региональный метаморфизм относится к средне- и низкотемпературным фациям (эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой), и отрицает условия амфиболитовой фации. В формировании метаморфического комплекса Чивчинских гор он выделяет два этапа: этап прогрессивного регионального метаморфизма в условиях возрастающей температуры и явлений регрессивного (гидротермально-метасоматического) метаморфизма в условиях падающей температуры, связанные с герцинским орогенезом, и этап локальных регрессивных (полидиафторических) изменений, обусловленных молодыми тектоническими нарушениями и магматической деятельностью.

А.К.Бойко [6] признает, что прогрессивный региональный метаморфизм протекал в широком интервале термодинамических условий — от условий альмандин-амфиболитовой фации до условий зеленосланцевой фации, а интенсивность метаморфизма ослабевала от низов к верхам комплекса. После первоначального регионального метаморфизма кристаллические породы претерпели повторные катакластические изменения и диафторез, которые носят локальный характер, хотя широко распространены.

Анализ опубликованных работ показывает, что изучается преимущественно региональный метаморфизм и диафторез; анализу катакластического, контактового метаморфизма и особенно процессам метасоматоза отводится меньше места, и совсем мало уделено внимания связи оруденения с определенными видами метаморфизма или метасоматоза. Важные вопросы фациальной принадлежности кристаллических

пород, и в особенности роли процессов диафтореза, оцениваются различно и являются до настоящего времени дискуссионными.

Последнее время стали высказываться мнения о полифазном характере метаморфизма кристаллического фундамента, но верхний предел термодинамических условий оценивается по-разному: одни считают, что он достигал условий альмандин-амфиболитовой фации, другие - эпидот-амфиболитовой. Мы [18] считали, что прогрессивный региональный метаморфизм достигал условий амфиболитовой фации, возможно, даже ее низов - силлиманит-альмандиновой субфации (ассоциация роговая обманка - гранат - олигоклаз), в других местах ступень метаморфизма отвечает более низкотемпературным условиям амфиболитовой фации, а именно - ее ставролит-кианитовой субфации (ассоциации биотит - гранат - ставролит - олигоклаз, роговая обманка - биотит - диопсид). При этом большое значение в формировании пород фундамента придавалось процессам диафтореза и считалось, что хлорит-серицитовые, хлоритовые, кварц-хлорит-серицитовые сланцы образовались в условиях фации зеленых сланцев как диафторитовые породы во время регрессивного этапа метаморфизма.

Полученная в последнее время новая геологическая и минералого-петрографическая информация позволяет внести корректировку в ранее предложенную схему метаморфизма, которую в основе своей мы продолжаем считать верной. Признавая, что прогрессивный региональный метаморфизм происходил в исследованном районе в течение одного этапа и охватил сразу весь фундамент, нужно согласиться, что он имел неравномерный характер [63, 67], протекал в широком интервале термодинамических условий вплоть до фации зеленых сланцев и в целом интенсивность метаморфизма ослабевала от низов к верхам комплекса. В дальнейшем кристаллические породы подвергались диафторезу и катакlastическому метаморфизму, которые происходили не однократно, а в несколько этапов, и связаны с прогрессивным метаморфизмом осадочного чехла.

Явления прогрессивного метаморфизма в мезозойских осадочных породах чехла (минеральные ассоциации фации зеленых сланцев) сходны с диафторитовыми преобразованиями в древних кристаллических комплексах, и между ними можно проводить широкую аналогию. В то время когда определенные толщи пород чехла испытывали прогрессивные метаморфические преобразования в условиях фации зеленых сланцев, кристаллические породы претерпевали диафторические изменения. Диафторические преобразования происходили не при понижении температуры, а при повторном ее повышении вследствие складчатости ново-

го этапа и прогрессивного метаморфизма покровных осадочных образований. Поэтому диагностика диафторических минеральных парагенезисов и диафторитов вообще становится возможной только на фоне высокотемпературных пород, в которых сохранились еще древние реликтовые парагенетические минеральные ассоциации.

В настоящей главе даны лишь некоторые соображения о метаморфизме кристаллических сланцев изученного района, сделанные на основании изучения вещественного состава пород. При этом избегается обсуждение иных, подчас противоречивых проблем, которые могут быть решены на основе других данных.

Прогрессивный метаморфизм

Прогрессивный региональный метаморфизм происходил в течение одного этапа и охватил сразу все толщи фундамента. Парагенетические минеральные ассоциации и кристаллохимические свойства индекси-минералов свидетельствуют о том, что термодинамические условия метаморфизма этого этапа достигали амфиболитовой ступени. Однако метаморфизм носил неравномерный характер и проходил в широком интервале фациальных условий вплоть до фации зеленых сланцев. Наблюдается тенденция уменьшения интенсивности метаморфизма от низов комплекса к верхам.

Минеральные ассоциации. Среднетемпературными минералами прогрессивного регионального метаморфизма являются кварц, полевые шпаты, биотит, мусковит, роговая обманка, эпидот, гранат, ставролит, дистен, турмалин, апатит. Полевые шпаты представлены плагиоклазом (олигоклаз-альбитом, олигоклазом, реже олигоклаз-андезином) и калиевым полевым шпатом (микроклином), гранат-альмандином, роговая обманка - своей обыкновенной зеленой разновидностью. В некоторых ассоциациях амфиболитов отмечен эпидот вместе с роговой обманкой, гранатом (альмандином) и олигоклазом, олигоклаз-андезином, между которыми реакционных взаимоотношений нет. Это равновесная минеральная ассоциация, и она несколько распространена. Ставролит и особенно дистен встречаются в значительно меньших количествах. Наиболее распространены кварц, плагиоклаз, мусковит, биотит, роговая обманка. Особый интерес для выяснения условий метаморфизма могут иметь свойства таких индекс-минералов, как роговая обманка, биотит, гранат, ставролит, эпидот, кристаллохимические особенности которых и доказательство фациальной принадлежности приведено выше.

Минеральные ассоциации прогрессивного регионального метаморфизма главнейших типов пород и свойства их минералов свидетельст-

вуют о том, что условия амфиболитовой фации достигались (табл.29). Наиболее показательны в этом отношении парагенетические ассоциации метапелитов — узловатых двуслюдных ставролит-гранатовых сланцев и метабазитов, амфиболитов и амфиболитовых сланцев, которые однозначно решают вопрос принадлежности пород к амфиболитовой фации метаморфизма. Наличие в раховских амфиболитах альмандина в парагенезисе с обыкновенной зеленой роговой обманкой и олигоклаз-андезином или андезином повышает степень метаморфизма до гранат-роговообманковой [68] или фации гранатовых амфиболитов [27]. В то же время отмеченное Л.Г.Ткачуком и Д.В.Гуржием [63] наличие диопсида в парагенетической ассоциации с роговой обманкой и биотитом свидетельствует о том, что термодинамические условия фации гранатовых амфиболитов достигались не всегда. Видимо, также следует рассматривать наличие в метапелитах ставролита, который Н.Г.Судовиков [60] рассматривает как типичный минерал амфиболитовой фации, но его изограду считает соответствующей границе с эпидот-амфиболитовой фацией.

Исследовались парагенетические соотношения минералов [18] амфиболитов (роговой обманки — граната — биотита — эпидота — олигоклаза) и сделан вывод, что устойчивость парагенезисов между минералами зависит от достаточно высокого химического потенциала закиси железа и окиси натрия. Парагенезисы с гранатом вполне устойчивы, но при уменьшении химического потенциала закиси железа образуются парагенезисы без граната. Эпидот отмечен в парагенезисах всех полей — линия его разложения не видна. Это подтверждает мнение И.С.Усенко [68] о равновесии эпидота не только с низко-, но и высокотемпературными минералами и позволяет считать эпидот также минералом прогрессивного метаморфизма. Его устойчивость зависит от химического потенциала натрия. К такому же выводу мы пришли [17] при рассмотрении диаграммы зависимости парагенезисов минералов (биотит — гранат — ставролит — мусковит — плагиоклаз) в глиноземистых узловатых двуслюдных ставролит-гранатовых сланцах. Устойчивость всех существующих в ней парагенетических ассоциаций зависит в основном от изменения химического потенциала закиси железа, существенное влияние химический потенциал окиси натрия оказывает только на ход реакций, в которых непосредственное участие принимает плагиоклаз.

Петрографические исследования последнего времени показали, что в верхах комплекса находятся породы, в которых низкотемпературные минеральные ассоциации развивались в результате прогрес-

Этапы метаморфизма кристаллических сланцев

| Породы | Света | Прогрессивный | |
|---|-------------|--|--|
| | | Амфиболитовая фация | Эпидот-амфиболитовая фация |
| Биотитовые плагиогнейсы, очковые микроклиновые гнейсы | Белогорская | Кв-Пл (Олиг, Олиг-анд)-Би, — | → |
| | | Кв-Пл (Олиг, Олиг-анд)-Би-Му-Гр, Кв-Пл (Анд)-Микр-Би-Му-Гр-Дист, Кв-Пл-Микр-Би-Му-Дист | |
| Слюдяно-кварцитовые и кварцитовые сланцы | | Кв-Пл (Олиг)-Му-Би, Кв-Пл (Олиг-анд)-Му-Би-Гр | |
| Крупнозернистые узловатые ставролит-гранат-двуслюдяные сланцы | | Кв-Пл (Олиг, Олиг-анд)-Би-Му-Гр-Дист | |
| | | Кв-Пл-Микр-Би-Му-Ставр-Гр | → |
| Слюдистые сланцы, биотит-мусковитовые, хлорит-слюдистые хлоритовые сланцы | | Кв-Пл (Олиг, Олиг-анд)-Му-Би, Кв-Му-Би-Гр, Кв-Пл (Олиг)-Микро-Му | |
| Кварциты и кварцитовые сланцы, кварциты, слюдисто-кварцитовые сланцы, графитовые кварциты | | Кв-Пл (Олиг)-Му-Би Кв-Пл (Олиг-анд)-Му-Би-Гр | |
| Мраморы, кальцитовые и кварц-кальцитовые мраморы | | Ка-Дол-Кв Ка-Дол-Кв (Олиг)-Му-Би | |
| Карбонатно-слюдистые и карбонатно-тальковые сланцы | Деловицкая | | |
| Полевшпато-кварцевые и кварцевые порфиroidы и туфойды | | | |
| Амфиболиты и амфиболитовые сланцы | | Рог-Пл (Анд, Олиг-анд)-Гр Рог-Пл (Олиг-анд)-Кв | Акт-Пл (Олиг)-Эп-Кв Рог-Пл (Олиг, Олиг-анд)-Эп-Кв |
| Биотитовые ортогнейсы менчульского типа | | Кв-Пл (Олиг, Олиг-анд)-Му-Би Кв-Пл (Олиг-анд)-Му-Би-Гр | |
| Катаклазированные граниты | | | ← |

| метаморфизм | Регрессивный полиметаморфизм |
|--|--|
| Зеленосланцевая фация | Зеленосланцевая фация |
| | Кв-Пл(Альб)-Му-Сер Кв-Пл(Альб)-Му-Хл |
| | Кв-Пл(Альб)-Хл Кв-Пл(Альб)-Му-Сер Кв-Му-Хл |
| | Кв-Пл(Альб)-Му-Хл, Кв-Му-Хл |
| Кв-Пл(Альб, Олиг)-Му-Би Кв-Пл(Альб)-Микр-Му | Кв-Пл(Альб)-Му Кв-Пл-Му-Хл |
| Кв-Пл(Альб)-Му-Хл, Кв-Пл(Альб)-Хл, Кв-Хл-Му | Кв-Пл(Альб)-Хл, Кв-Пл(Альб)-Сер |
| Ка-Дол-Хл Ка-Хл-Пл(Альб)-Му | Ка-Пл(Альб)-Му |
| Ка-Пл(Альб, Олиг)-Му Ка-Пл(Олиг)-Му-Хл-Би Ка-Дол-Пл(Альб)-Хл | |
| Кв-Пл(Альб, Олиг-альб)-Микр-Му-Хл Кв-Пл(Альб)-Му-Сер, Кв-Пл(Альб)-Микр-Эп-Хл | Кв-Пл(Альб)-Хл, Кв-Пл(Альб)-Сер |
| | Кв-Пл(Альб)-Хл, Кв-Пл(Альб)-цонзит, Кв-Хл-Ка |
| | Кв-Пл(Альб)-Хл-Му, Кв-Му-Хл |
| Кв-Пл(Альб)-Хл, Кв-Пл-Микр-Му-Хл Кв-Пл-Би-Микр | |

сивного метаморфизма. Это находит подтверждение в развитии в верхах деловещкой свиты хлорит-мусковитовых, кварц-серицитовых, кварц-серицит-хлоритовых, кварц-хлорит-карбонатных, кварц-карбонат-тальковых и других сланцев, в которых ведущими являются низкотемпературные парагенетические ассоциации фации зеленых сланцев. Микроскопическое исследование этих пород показало, что в них сохранились реликтовые структуры осадочных (бласто-алевритовые и бласто-псаммитовые структуры некоторых кварц-слюдистых, кварц-слюдисто-хлоритовых сланцев) и вулканогенных (кварц-полевошпатовые порфиroidы и туфоиды) пород. Развита темная слюдястая сланцы со слабо-метаморфизованным углистым веществом. Такая сохранность структур пород может быть только в особых условиях амфиболитовой фации, и вряд ли эти условия существовали на больших площадях.

Низкотемпературными минералами прогрессивного регионального метаморфизма являются кварц, полевой шпат (альбит, олигоклаз-альбит), мусковит и серицит, биотит, эпидот (клиноцоизит и цокзит), кальцит, доломит, актинолит, тальк. Тальк содержит небольшое количество воды, поэтому может быть устойчивым при некотором ее недостатке в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Его, по мнению Н.Г. Судовикова [60], не следует рассматривать как критический минерал фации зеленых сланцев. В раховских тальках количество воды (4,53-5,15 вес.%) меньше, чем в хлоритах (8,28-12,55 вес.%), и примерно соответствует таковому в мусковитах (4,14-4,83 вес.%) из зеленосланцевых пород. По этому признаку трудно судить о фациальной принадлежности талька. Альбит мог возникать за счет более основного плагиоклаза в основных магматических породах, в которых оставались реликты плагиоклаза с более высоким содержанием анортитовой молекулы. Биотит с повышенной железистостью, чистый, свежий иногда встречается в ассоциации с хлоритом. Этот биотит не несет признаков вторичной переработки. Клиноцоизит и эпидот являются обычными минералами, которые могли образоваться при замещении более основного плагиоклаза альбитом из основных магматических пород.

Парагенетические минеральные ассоциации главнейших типов пород и свойства их минералов свидетельствуют о том, что они образовались в условиях фации зеленых сланцев. Наиболее показательны в этом отношении ассоциации кварц-хлорит-тальковых, кварц-карбонат-хлоритовых сланцев, кварц-полевошпатовых порфиroidов и туфоидов. Одновозрастность этих и более высокотемпературных минеральных ассоциаций доказывалась (А.К. Бойко, С.Г. Рудаков) данными абсолютного возраста.

Кроме того, отмечены минеральные ассоциации, которые более отвечают промежуточному положению между метаморфическими сланцами средней и низкой ступеней метаморфизма. Это находит подтверждение в развитии пород, которые испытали метаморфические преобразования в условиях, отличных от амфиболитовой ступени метаморфизма, и должны занимать положение пород эпидот-амфиболитовой ступени, т.е. промежуточное между термодинамическими условиями амфиболитовой и зеленосланцевой фациями метаморфизма. Такие породы находятся в кристаллическом комплексе, но более всего — в верхах белопотокской и низах деловецкой свит. Напомним, что в целом наблюдается тенденция уменьшения интенсивности метаморфизма от низов комплекса к его верхам. При этом границы метаморфических фаций не обязательно совпадают со стратиграфическими границами свит фундамента.

Метаморфическая дифференциация и соотношения кристаллизации и деформации. Метаморфические породы исследованного района проявляют признаки прогрессивного регионального метаморфизма разных ступеней. Поэтому процессы метаморфической дифференциации, кристаллизации и деформации пород проявились по-разному.

Процессы метаморфической дифференциации проходили неравномерно в различных участках развития пород белопотокской и деловецкой свит. В условиях амфиболитовой ступени одинаково проявились эффекты кристаллизации и деформации. При этом происходило обособление слюдястых минералов, кварца и полевых шпатов в чередующиеся прослойки, что приводило к образованию гнейсовидных и сланцеватых структур. В условиях зеленосланцевой (и частично эпидот-амфиболитовой) ступени метаморфизма метаморфическая деформация проявляется интенсивнее явлений кристаллизации. Эти процессы неравномерно, но в значительной степени затуханы наложенным диафторезом. Поэтому их изучение представляет определенную трудность.

Первоначальный этап метаморфической дифференциации заключался в общей перекристаллизации пород. Степень перекристаллизации на этом этапе была в значительной мере обусловлена исходным составом пород. Наиболее полно были раскристаллизованы пелитовые породы — узловатые двуслюдяные ставролит-гранатовые сланцы, плагиогнейсы и некоторые слюдястые сланцы белопотокской и деловецкой свит, менее раскристаллизованными оказались производные некоторых псаммитовых и изверженных пород. Кварциты и кварцитовые сланцы как белопотокской, так и деловецкой свит более устойчивы и менее поддаются преобразованию. Зато в них широко развиты катакластические текстуры полосчатого типа с различными линзообразными формами вплоть до образования типичных очковых текстур.

Процессы общей перекристаллизации пород дополнялись собирательной перекристаллизацией. Первоначально возникли мелкие порфиробласты плагиоклаза, калиевого полевого шпата с текстурой, которую можно еще относить к гнейсовой. Затем полевые шпаты обособлялись в виде крупных зерен до типичных "очков", что наблюдается в гнейсах и полевошпатовых сланцах с очковой текстурой. Иногда вместе с полевыми шпатами и кварцем обособлялись темноцветные минералы, особенно биотит, которые придавали текстуре некоторых гнейсов (например, биотитовые гнейсы г. Менчул, поток Тарничин) пятнистый характер. В некоторых слюдяных сланцах наблюдается рост листоватых слюдяных минералов (мусковита, биотита) поперек сланцеватости, что свидетельствует об их более позднем образовании и отсутствии связи с процессами образования сланцеватых текстур.

Обычным видом метаморфической дифференциации является перекристаллизация, которая сопровождается сегрегацией пород путем обособления лейкократовых компонентов от меланократовых, что обуславливает появление полосчатых текстур в некоторых (по потокам Полонский, Бол. Берлебах) слюдяных сланцах. Состав минералов из светлых и темных прослоев при этом остается одинаковым и соответствует составу минералов из однородных разностей тех же пород.

Метаморфическая дифференциация сопровождалась деформацией пород, особенно в условиях зеленосланцевой ступени метаморфизма. Процессы перекристаллизации и деформации могли совпадать или были разобщены во времени. О кристаллизации, одновременной с деформацией, свидетельствует субпараллельная ориентировка слюды, чешуйки которых обычно вытянуты в одном направлении и своим субпараллельным расположением создают сланцеватую текстуру породы. В некоторых порфиробластах граната включения характеризуются выдержанной ориентировкой, совпадающей с ориентировкой зерен в основной ткани, что свидетельствует о кристаллизации граната без участия дифференциальных движений или же при максимальном ослаблении этих движений. Наиболее часто наличие дифференциальных движений отражается на зернах граната и является показателем одновременности их с кристаллизацией. Включения в таких порфиробластах имеют микроструктуру "снежного кома", в которых порфиробласты граната обычно деформированы и содержат много включений. Однако нередко явления кристаллизации и деформации разорваны во времени, что фиксируется в виде структур "поперечной слюды", когда крупные чешуйки биотита и мусковита ориентируются поперек сланцеватости породы

или под углом к ней. Это случай более позднего, чем общая перекристаллизация минералов, проявления деформирующих усилий.

Температура и давление. Для метаморфических пород исследованного района основные термодинамические параметры (температура и давление) метаморфических процессов оценивались если не количественно, то качественно при изучении минеральных парагенетических ассоциаций и кристаллохимических свойств породообразующих индексо-минералов. Первая попытка представить температурные условия метаморфизма экспериментальным путем была сделана нами на основании определения температур образования биотитов по содержанию в них скандия. Несмотря на неясность условий нахождения скандия в биотитах, полученные данные (от 560–700 до 900°C) в какой-то мере характеризовали температурные условия метаморфизма амфиболитовой ступени.

По нашим данным были рассчитаны составы сосуществующих минералов [42] и получены приближенные температуры их равновесий [46]. Для узловатых двуслюдяных ставролит-гранатовых (и без ставролита) сланцев по гранат-биотитовому геотермометру получены наиболее высокие температуры – 550–600°C, более низкой получалась температура гранат-ставролитового равновесия – 525–550°C. Геотермометр по гранат-ставролитовому равновесию построен на недостаточном химико-аналитическом материале, но представляется логичным образование ассоциаций со ставролитом при более низких температурных условиях. Для биотитового сланца и двуслюдяного плагиогнейса по гранат-биотитовому равновесию также получено высокое значение (560–600°C) температур. В амфиболитах температуры образования определялись по амфибол-гранатовому, амфибол-биотитовому и амфибол-плагноклазовому равновесиям. В большинстве metabазитов температуры амфибол-плагноклазового (420–575°C) и амфибол-гранатового (450–490°C) равновесий сходны, хотя значительно ниже по сравнению с метапелитовыми породами. Более высокие значения температур для амфиболитов получены по амфибол-биотитовому равновесию – 550–610°C, к которому приближается только одно значение (обр. Д-86, амфиболит) амфибол-плагноклазового равновесия (575°C). Таким образом, температуры образования метапелитов составляют 550–600°C, metabазитов – 450–600°C и находятся в пределах эпидот-амфиболитовой ступени метаморфизма. Если химико-аналитических данных по содержанию скандия в биотитах и равновесию минералов недостаточно в количественном отношении, то можно получить определенные представления о качественных изменениях температурных условий прогрессивного регионального метаморфизма.

По электрофизическим свойствам пиритов сделана попытка представить температуру образования пиритов из разных месторождений Раховских гор (табл.30) (определения выполнены В.К.Куделей в Лаборатории электрофизических свойств минералов ИГЧМ АН УССР).

Т а б л и ц а 30

Термоэлектрические свойства пирита^ж

| Номер образца | Порода | Место взятия | Коэффициент термо-э.д.с., мкВ/град | Температура образования, °С |
|---------------|----------------------------|---------------|------------------------------------|-----------------------------|
| 1 | Углисто-хлоритовый сланец | Поток М.Розис | -97,8 +207 | 310 |
| 2 | Слюдисто-хлоритовый сланец | Поток Сауляк | -190,6 | 380 |

^ж Аналитик В.К.Куделя.

Труднее охарактеризовать числом другой фактор метаморфизма - давление. Имеются данные по синтезу ставролита за счет разложения хлоритоида при температуре 750°C и давлении 7000 атм. В.С.Соболев отмечал устойчивость алмандина при обычных давлениях, но практически синтезировать его удается лишь при давлении 3000 атм. Поэтому В.С.Соболев считает, что метаморфические сланцы со ставролитом (но без дистена) образуются в интервале 7000-12 000 атм. Но в сланцах белопотоковской свиты встречается дистен, который образуется при повышенных давлениях. Поэтому верхний предел давлений при региональном метаморфизме можно представить по тройной точке дистен-андалузит-силлиманитового равновесия, которые по расчетным данным достигают 6 кбар. В последней сводке В.В.Федькина [69] устойчивость наиболее распространенного ставролит-мусковит-биотит-кварцевого парагенезиса по температуре составляет 480-620°C, а по давлению не превышает 8,5-9 кбар.

Метасоматические процессы тесно переплетаются в исследованном районе с процессами регионального метаморфизма. Прогрессивный региональный метаморфизм первоначально происходит, видимо, в "нормальных" условиях без привноса-выноса вещества. При дальнейшем развитии процессов гранитизации, которые, по мнению Н.Г.Судовикова [60], могут происходить в зоне температур амфиболитовой фаций, развиты метасоматические явления; главную роль в минеральных преобразованиях в отдельных участках развития пород игра-

ли уже не термодинамические условия амфиболитовой фации, а режим кислотности-щелочности.

Метасоматические явления проявляются в окварцевании, альбитизации, мусковитизации пород и приводят к появлению в метаморфическом комплексе осветленных мономинеральных пород кварц-серицитового, кварц-альбит-серицитового, реже - серицитового состава.

Калиевый метасоматоз проявился в микроклиновых очковых гнейсах, в которых процессы собирательной перекристаллизации значительно дополнялись метасоматическим развитием калиевого полевого шпата, что особенно хорошо видно по разрезу в потоке Яворниковом. Метасоматоз осуществляется здесь по ослабленным зонам сланцеватости, о чем свидетельствует всегда согласное залегание очковых гнейсов в виде линз, прослоев среди плагиогнейсов. Наличие здесь же кварцевых прожилков является показателем значительного метасоматического окварцевания гнейсов. О.И.Матковский [41] отмечал развитие калиевого метасоматоза в районе распространения гранитогнейсов. Здесь порфиробласты характеризуются планпараллельной ориентировкой, что доказывает связь калишпатизации с заключительными стадиями основного этапа метаморфизма. Альбит может образоваться за счет микроклина, что свидетельствует о смене калиевого метасоматоза натровым. Натровый метасоматоз проявляется в образовании порфиробластов альбита во вмещающих породах. Контактное воздействие гранитоидов приводит к гранитизации пород, которая сопровождается развитием кварц-мусковитовых ассоциаций. О.И.Матковский [39] считает, что гидротермально-метасоматические процессы происходили в заключительную стадию герцинского метаморфизма, и связывает с ними появление метасоматически измененных амфиболитов эпидот-хлоритового, эпидот-актинолит-хлоритового, эпидот-хлорит-кальцитового, эпидот-хлорит-биотитового, эпидот-хлорит-актинолит-кальцитового составов.

Процессы калиевого, натрового и кварцевого метасоматоза, возможно, представляют собой своеобразное проявление процессов гранитизации. Не исключена также вероятность связи метасоматоза с более поздними тектоническими движениями, но для окончательного решения этого вопроса потребуются дальнейшие исследования. Метасоматоз приводил к окварцеванию, калишпатизации и альбитизации пород. По наблюдению над взаимоотношением минералов можно заключить, что калиевый, натровый и кремниевый метасоматозы происходили одновременно - иногда в отдельных участках калиевый и натровый метасоматоз явно предшествовали кремниевому, или калиевому пред-

шествовал натровый. Метасоматический привнос бора во вмещающие породы приводил к развитию явлений турмалинизации, что отмечалось ранее.

Нередко гидротермальные явления, которые можно связывать с тектоническими процессами юрского-раннемелового времени, приводили к окварцеванию и серицитизации метаморфических сланцев. В домезовоюском комплексе наблюдается несколько генераций кварца. Одна генерация, более древняя, представлена серым, с равномерно рассеянными точечными включениями, кварцем, выполняющим согласные посылонные прожилки в сланцах; другая генерация, более поздняя, выполняет согласные и секущие прожилки и жилы до 0,6-1 м и представлена молочно-белым кварцем; отмечен совершенно чистый, молочно-белый кварц самой молодой генерации. Таким образом, можно предполагать несколько стадий гидротермального окварцевания пород, которые обычно, но не всегда, связаны с разрывными нарушениями и сопровождаются катакластическими изменениями пород.

Состав исходных пород помогает выяснению условий метаморфизма кристаллического комплекса и последовательности метаморфических процессов.

Метаморфические сланцы образовались за счет осадочных, изверженных и вулканогенно-осадочных пород различного минералогопетрографического и петрохимического состава. Осадочные породы представлены глинистыми, алевритовыми, псаммитовыми и карбонатными отложениями, иногда с примесью растительного детритового материала; среди изверженных пород выделяются продукты кислого (порфиroidы и туфоиды) и основного (ортоамфиболиты и ортосланцы) вулканизма; смешанные осадочно-вулканогенные образования представлены туффитами (туфоиды).

Новые данные по геологии исследованного района позволяют выделить несколько четко очерченных этапов в отложении исходных пород метаморфического комплекса. Эти этапы следовали непосредственно один за другим, между ними нет перерывов в осадконакоплении. Отложения первого этапа представлены породами белопотокской, или гнейсово-сланцевой, свиты, второго - породами деловецкой, или карбонатно-сланцевой, свиты.

При описании пород белопотокской свиты отмечалось, что биотитовые плагиогнейсы могли образоваться за счет кварцполевошпатовых псаммитовых пород, а разности, более обогащенные калиевым полевым шпатом, дали начало очковым микроклиновым гнейсам. Слюдяные и слюдяно-кварцитовые, кварцитовые сланцы являются

производными существенно глинистых, песчано-глинистых или песчаных пород, амфиболиты — изверженных пород основного состава. Таким образом, в дометаморфическое время в белопотокской свите происходило накопление кварц-полевошпатовых псаммитовых (с переменным количеством плагиоклаза и калиевого полевого шпата) и глинистых отложений и внедрение продуктов основного (диабазы и габбро-диабазы) вулканизма.

Осадконакопление продолжается, и образуются мощные толщи песчано-глинистых и известняковых пород деловецкой, или карбонатно-сланцевой, свиты. Исходными породами для плагиогнейсов послужили кварц-полевошпатовые песчаники, которые вместе с глинистыми породами, имевшими примесь алевритового или песчаного материала, положили начало различным по составу сланцам. Кварциты и кварцитовые сланцы образовались при метаморфизме кварцевых псаммитовых пород, которые содержали некоторую примесь глинистого материала. Образование кристаллических известняков — мраморов за счет карбонатолитов, содержащих обломочные зерна кварца, полевых шпатов и некоторой примеси глинистого вещества, не вызывает сомнений. При смешивании пирокластического материала кислого состава с терригенными осадками образовались туффиты, которые при метаморфизме превращались в туффитоиды. Толща деловецких пород испытала внедрение основных (диабазы и габбро-диабазы) и кислых (липарито-дациты или липариты, дациты) вулканогенных пород. За счет эффузивов основного состава образовались амфиболиты и некоторые актинолитовые сланцы, а из эффузивов кислого и среднего состава произошли кварц-полевошпатовые порфириоиды и туфоиды. Биотитовые ортогнейсы менчужского типа могли образоваться за счет кислых или промежуточных между кислыми и средними изверженных (гранитов, плагиогранитов, гранодиоритов) пород. Катаклазированные граниты яворникового типа внедрялись, видимо, к окончанию действия метаморфических агентов; поэтому оказались мало измененными в условиях первого прогрессивного этапа метаморфизма, зато претерпели значительные катакластические воздействия. Таким образом, деловецкую свиту в дометаморфическом состоянии можно представить как вулканогенно-осадочную толщу, в которой происходило накопление терригенных, глинистых и карбонатных пород. При этом седиментация сопровождалась значительным проявлением вулканической деятельности. Отличительной особенностью этого этапа является внедрение в вулканогенно-осадочную толщу интрузий магмы не только основного, но и

кислого состава, которые зафиксированы соответственно в виде амфиболитов и гнейсов, катаклазированных гранитов.

После некоторого перерыва осадконакопление продолжается и образуются глинисто-мергелисто-известковые породы, нередко обогащенные органическим веществом, — кузинская свита.

Регрессивный полиметаморфизм

Процессы регрессивного метаморфизма проявлены в исследованном районе широко. В кристаллических сланцах диафторитовые преобразования происходили не при понижении температуры, а при повторном ее повышении вследствие складчатости нового этапа и прогрессивного метаморфизма покровных осадочных образований. Поэтому такой диафторез следует считать регрессивным полиметаморфизмом или полидиафторезом [73]. Такое определение характера регрессивного метаморфизма в какой-то мере определяет его причины и источники.

Кристаллические сланцы белопотоковской и деловецкой свит, которые претерпели регрессивный полиметаморфизм, были уже в достаточной мере "высушены" в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций первого прогрессивного этапа метаморфизма. Поэтому необходимое количество химически агрессивной воды для регрессивных минеральных преобразований могло поступить из молодых осадочных образований, которые в это время подвергались прогрессивному метаморфизму.

В некоторых участках развития кристаллических пород покровные осадочные отложения выявляют такие значительные минеральные и структурные преобразования, что бывают представлены типичными серицит-карбонатными, хлорит-серицит-карбонатными, кварц-хлорит-серицитовыми сланцами. Метаморфизованные юрские породы известны по потоку Довгорунь, напротив пос.Круглый. Здесь в 1880 г. в известняках А.Газелл обнаружил аммониты, отнесенные Л.Лоци к поздней юре (оксфорду). В наше время в этих же известняках, содержащих прослой хлорит-серицит-карбонатных, серицит-карбонатных сланцев, В.И.Славин обнаружил юрские кораллы. Поэтому юрский возраст этих пород не вызывает сомнений.

Минеральные ассоциации метаморфизованных мезозойских пород характерны для зеленосланцевой фации и соответствуют минеральным ассоциациям диафторированных кристаллических сланцев до мезозойского возраста. Это дает основание судить о сходстве термодинамических условий прогрессивного метаморфизма молодых осадочных пород и диафтореза древних образований. Несколько иной характер

носил метаморфизм пород кузинской, или филлитовой, свиты. Л.Г.Ткачук [63] считает, что филлиты кузинской свиты (верхний палеозой?) сформировались в условиях фации зеленых сланцев, и этот метаморфизм носил прогрессивный характер, а диафторез связывает с обновленными в позднеюрское время тектоническими и вулканическими процессами, которые сопровождалось интенсивным излиянием диабазов. Этим можно объяснить тот факт, что породы кузинской свиты и мезозойские породы в тех местах, где они были метаморфизованы (потоки Белый, Довгорунь), выявляют сходные минеральные ассоциации, и в этом случае их трудно отличить.

Таким образом, в каждом этапе, когда в отложениях чехла происходили локальные прогрессивные низкотемпературные метаморфические преобразования, они также локально (подчеркнем, что неоднократно и в различных участках, поэтому довольно широко) приводили к диафторическим преобразованиям в кристаллических сланцах фундамента. Все эти преобразования происходили в термодинамических условиях фации зеленых сланцев. Поэтому диагностика минеральных парагенезисов затруднена, но становится возможной на фоне более высокотемпературных минеральных парагенезисов. Учитывая еще зеленосланцевые условия первого прогрессивного регионального этапа метаморфизма и процессы метасоматоза, приходим к выводу, что сложность конкретного характера проявления и масштаб диафтореза в исследованном районе очевидна. Явления прогрессивного метаморфизма в мезозойских породах (минеральные ассоциации фации зеленых сланцев) сходны с диафторитовыми преобразованиями в древних кристаллических комплексах, и между ними можно проводить широкую аналогию.

Минеральные ассоциации низкотемпературного регрессивного полиметаморфизма главных типов пород (см. табл.30) соответствуют фации зеленых сланцев. Новообразованные минеральные ассоциации имеют наложенный характер, что объясняется неравновесными соотношениями новообразованных минеральных ассоциаций с реликтовыми, более высокотемпературными минеральными ассоциациями. Распространены участки со следами реакционных взаимоотношений между низко- и высокотемпературными минералами.

Минеральные преобразования кристаллических сланцев в условиях зеленосланцевой фации могут служить важным критерием в выделении регрессивного этапа метаморфизма. Плагноклаз мусковитизируется и серицитизируется, наблюдается повсеместная деамортизация олигоклаз-андезина и превращение его в почти чистый альбит. Микро-

Клин при благоприятных условиях увеличивается в размерах и возникают типичные очковые гнейсы. Распространены мусковитизация и хлоритизация биотита. Биотит отмечен в виде двух разновидностей по цвету: бурый, темно-, ярко-бурый и зеленый, темно-зеленый. А.Н. Винчелл [10] отмечал, что цвет биотита изменяется при хлоритизации, т.е. при переходе биотита в хлорит он сначала из бурого становится зеленым. Иногда процессы хлоритизации и мусковитизации происходят почти одновременно и наблюдаются в одном зерне биотита. В новообразованных хлорите и мусковите сохраняются реликты биотита или небольшие участки с плеохроичными двориками и сагенитовой решеткой рутила, что подчеркивает вторичный характер этих минералов. По-видимому, при хлоритизации происходит превращение бурых биотитов в зеленые, а затем — в хлорит. При мусковитизации биотит постепенно обесцвечивается, отмечен вынос железа, которое фиксируется в виде бурых окислов по краям или трещинкам спайности чешуек мусковита. Роговая обманка постепенно переходит в маложелезистые разновидности слабых тонов (потоки Бредецель, Тукало), очень похожие по оптическим и рентгеноструктурным данным на амфиболы тремолит-актинолитового ряда, и в конечном счете хлоритизируется. Гранат и ставролит замещаются соответственно хлоритом и серицитом до образования полных псевдоморфов.

Процессы перекристаллизации, связанные с регрессивным полиметаморфизмом, вызвали интенсивную мусковитизацию и хлоритизацию пород, а также другие более глубокие низкотемпературные изменения. При этом наблюдалось прогрессирующее окварцевание, альбитизация и вынос феррических компонентов, и породы превращались в альбит-, серицит- и мусковит-хлорит-кварцевые сланцы. В диафоритах нередко наблюдаются реликты биотита, роговой обманки, граната, которые свидетельствуют о более высокотемпературных первоначальных ассоциациях сланцев.

Несколько иначе ведут себя в условиях наложенного метаморфизма изверженные породы. Интенсивная перекристаллизация, соответствующая фации зеленых сланцев, наблюдается в тех породах, которые были наиболее изменены в условиях предшествующей амфиболитовой или эпидот-амфиболитовой фации. К таким породам можно отнести амфиболиты и в какой-то мере биотитовые ортогнейсы. Катаклазированные граниты, кварц-полевошпатовые порфиroidы мало изменены, состав их устойчив в зеленосланцевой фации.

Метаморфическая дифференциация продолжается во время этапа регрессивного полиметаморфизма, но характеризуется своими отличиями

тельными чертами и особенностями. Эти особенности вызваны причинами метаморфической дифференциации в условиях фации зеленых сланцев, установить которые трудно, но можно наметить пути к их выявлению. Н.Г.Судовиков [60] считает, что температура и давление не являются основной причиной метаморфической дифференциации в низкотемпературных условиях. Главной причиной развития процессов метаморфической дифференциации следует считать неоднородное распределение и действие метаморфизирующих растворов, которые создают неравные условия для кристаллизации минералов в разных зонах. Неоднородность в минералообразовании зависит от трещиноватости пород и тектонических нарушений всякого рода, которые должны способствовать продвижению растворов.

Метаморфическая дифференциация во время этого этапа проявляется в появлении многочисленных, преимущественно согласных кварцевых, кварц-альбит-хлоритовых, эпидотовых и других жил и линз во всем комплексе кристаллических сланцев на участках образования диафторитов. При этом отмечается тесная зависимость состава жил от характера вмещающих пород. Так, в основных породах (амфиболитах, амфиболовых сланцах) преобладают эпидотовые, эпидот-альбитовые, кальцитовые жилы, тогда как в кислых породах (гнейсах) отмечены кварцевые, кварц-альбитовые прожилки и жилы, нередко с сульфидным оруденением.

Мы уже отмечали характерную для диафторитов перекристаллизацию минералов в связи с приспособлением высокотемпературных минералов к термодинамическим условиям фации зеленых сланцев. Остается добавить, что такая перекристаллизация обычно сопровождается структурной переработкой диафторированных сланцев. Например, можно наблюдать, как постепенно амфиболиты превращаются в хлоритовые сланцы (поток Тукало). При прогрессирующем окварцевании, альбитизации и выносе фемических компонентов наблюдается тенденция к образованию мономинеральных пород, сложенных светлыми, однообразными кварц-альбит-серицитовыми, кварц-хлорит-серицитовыми и другими сланцами.

Процессы перекристаллизации сопровождались деформацией пород. Обычно структурная перестройка диафторированных пород, видимо, начиналась с катаклаза, милонитизации и сопровождалась перекристаллизацией. Минералы разбиваются сначала микротрещинками, которые затем заполняются низкотемпературными минералами. Уже отмечалось развитие по трещинкам граната и ставролита соответственно хлорита, хлорита и серицита, по трещинкам полевого шпата

и кварца развивается вторичный мелкозернистый кварц. Но не всегда минералогические преобразования идут вместе со структурными. В местах интенсивных дифференциальных движений наблюдается усложнение структурного рисунка кристаллических сланцев тем, что образуются типичные бластокатакластические, реже — бластомилонитовые структуры.

ЭПИГЕНЕЗ И МЕТАМОРФИЗМ МЕЗОЗОЙСКОГО ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

Исследование характера и особенностей перехода осадочных пород в метаморфические — один из важнейших вопросов петрологии осадочных образований в настоящее время. Решение этих вопросов всегда сопряжено с определенными трудностями как в общегеологическом плане, так и при исследовании вещественного состава переходных пород и их минеральных новообразований. Поэтому особенности сопряжения осадочных и метаморфических пород до самого последнего времени исследованы с недостаточной полнотой. Если важность этой проблемы в теоретическом плане не вызывает сомнений при выяснении закономерностей в эволюции осадочных пород, то практическое значение проблемы очевидно, так как дает возможность представить перераспределение рудных компонентов при эпигенезе и метаморфизме и учитывать эти явления при выяснении генезиса месторождений полезных ископаемых.

Проблема перехода осадочных пород в метаморфические в настоящее время решается либо путем изучения эпигенетических изменений в мощных разрезах осадочных пород и прослеживания постепенного их смыкания и перехода в породы метаморфические, либо путем применения методов литологического изучения метаморфических пород с целью восстановления их первичного фациально-литологического и петрографического состава.

Исследование минерального состава, структурных и текстурных особенностей триас-юрских пород позволяет заключить, что эти типично осадочные породы были изменены в условиях глубинного эпигенеза и низкотемпературного метаморфизма. В наиболее измененных триас-юрских породах в результате изменения физико-химических условий среды — увеличения температуры и повышения давления (особенно ориентированного или одностороннего давления, которое обуславливает так называемые сквозные движения в породах, приводящие к значительным повышениям температур и давлений) — изменялись струк-

турные, текстурные особенности пород и их минеральные ассоциации. Такие перегенетические минеральные ассоциации, с одной стороны, свидетельствуют о преобразованиях пород в условиях фации зеленых сланцев или близкой к этой фации обстановке, и их можно относить к породам метаморфическим. Это различные серицит-карбонатные, мусковит-карбонатные, кварц-хлоритовые и другие сланцы и мраморизованные известняки. С другой стороны, триас-юрские породы представлены типичными осадочными породами (терригенными, карбонатными и др.), но с более или менее отчетливо выраженными признаками глубоких эпигенетических преобразований. Интенсивность изменений минерального вещества этих пород значительно уступает степени изменения в тех же породах, которые отнесены к низкотемпературным метаморфическим парасланцам. Это обычные осадочные породы, но минеральный состав, структура и текстура свидетельствуют о том, что породы прошли стадию эпигенеза.

Таким образом, среди триас-юрских пород исследованного района появились и сохраняются устойчивыми новообразованные структурно-текстурно-минералогические признаки, которые характеризуют определенные стадии эпигенетического и метаморфического развития пород, и они могут служить критерием для выделения фаций эпигенеза и начального метаморфизма.

Начальный и глубинный эпигенез

Стадию эпигенеза, которую прошли триас-юрские осадочные породы, можно разделить на два этапа - начальный и глубинный*.

Начальный этап эпигенеза в триас-юрских породах исследованного района находит слабое отражение в структурно-текстурных изменениях в минералогическом составе. Это объясняется тем, что наложенные процессы глубинного эпигенеза почти целиком стерли характерные признаки структур и текстур и минеральных новообразований начального эпигенеза. Нередко структуры и текстуры осадочных пород триаса и юры уже настолько преобразованы, что приобретают характер метаморфических. Даже конкреции различного состава, образовавшиеся при диагенезе и начальном эпигенезе, настолько изменены, что с большим трудом восстанавливается их первоначальная природа. То же можно сказать о минеральных новообразованиях, причем некоторые из них (пирит, карбонаты и др.)

* В понимании А.В.Копелиовича, А.Г.Коссовской и В.Д.Шутова [26].

являются стойкими в условиях глубинного эпигенеза, и во многих случаях трудно доказать их диагенетический или начально-эпигенетический характер.

Глубинный этап эпигенеза значительно лучше диагностируется по минералогическому составу и структурно-текстурным особенностям измененных осадочных пород. Минеральные ассоциации, свойственные породам зоны глубинного эпигенеза, унаследованы от длительных, медленно идущих процессов видоизменения осадочных пород под воздействием возрастающей вертикальной нагрузки, температуры и стресса. Характерные ассоциации новообразованных минералов - диоктаэдрическая (мусковитовая) слюда, хлорит и кварц - получают здесь окончательное минералогическое и структурное оформление. Минералогический состав и структурно-текстурные черты рассматриваемой зоны, особенно в низах ее, близки к семейству метаморфических пород, развитых в фации зеленых сланцев.

Минеральные преобразования триас-юрских осадочных пород исследованного района довольно широко развиты, хорошо наблюдаются и могут быть важным критерием в выделении фаций начального и глубинного эпигенеза (см. табл.31).

Кварц - распространенный минерал мезозойских осадочных и метаморфических пород и встречается во всех разновидностях этих пород, но в разных количествах - преобладает в обломочных породах и почти не обнаружен в карбонатных. В осадочных породах различаются две разновидности кварца: терригенного, серого, мутного с многочисленными точечными включениями, $n_g = 1,553 \div 1,555$, $n_p = 1,544 \div 1,546$ и аутигенного кварца, бесцветного, прозрачного, свободного от посторонних включений, $n_g = 1,551 \div 1,552$, $n_p = 1,544$. Количественные соотношения кварца обеих разновидностей не постоянны, но чаще преобладает терригенный кварц.

Вторичные изменения терригенного кварца выражаются в коррозии зерен и их регенерации. Коррозия или разъедание кварцевых зерен наиболее часто наблюдается в обломочных породах (гравелитах, крупно-среднезернистых песчаниках и алевролитах) как триасового, так и юрского возраста. Песчаники имеют глинисто-карбонатный, карбонатный или гидрослюдистый цемент, и часто наблюдается коррозия зерен кварца цементом. Особенно интенсивно зерна кварца разъедаются карбонатным цементом. Кальцит цемента внедряется в зерна кварца по мелким трещинкам или раздробленным участкам и другим ослабленным зонам, глубоко проникает во все зерно, раздвигает его на отдельные изолированные части и в конечном счете со-

вершенно замещает. Во всех случаях контакты кварц-карбонат очень резкие, и оба минерала четко индивидуализированы. По-видимому, происходит также замещение кварца гидрослюдой, но это явление наблюдается не четко, и его можно предположить по наличию реликтовых корродированных зерен кварца в гидрослюдистой массе цемента некоторых песчаников.

Наблюдается регенерация кварцевых зерен. Возможно, что в какой-то мере оба эти явления (коррозии или разъедания и регенерации) связаны и первое может предшествовать второму, потому что они часто наблюдаются вместе. Регенерированные зерна кварца встречаются в тех же породах, в которых широко развита их коррозия. Происходит как бы перестроение кремнезема и вокруг кварцевых зерен образуются регенерационные каемки, которые имеют правильные кристаллографические очертания. Контакты сопряжения кварц - кварц имеют в этом случае прямолинейные очертания, и структура пород в таких участках приобретает мозаичный характер. Нередко сопряжения минералов кварца с кварцем или кварца с плагиоклазом (или даже с мусковитом) происходит по выпукло-вогнутой контактовой поверхности или же кварцевые зерна плотно соприкасаются, вращая друг в друга в виде зубов. В последнем случае структуру можно отнести к зубчатой. Такие формы сочленения зерен однородных (кварц - кварц) или неоднородных (кварц - плагиоклаз - микроклин) А.В.Копелиович [25] и А.Г.Коссовская [30] связывают с растворением обломочных зерен под давлением на стадии глубинного эпигенеза. Появляются песчаники кварцитовидного облика, в которых зерна кварца сочленяются друг с другом по зубчатым поверхностям.

Интенсивная коррозия или разъедание и почти полное замещение полевых шпатов, так же как и кварца, чаще происходит в обломочных породах с карбонатным или глинисто-карбонатным, гидрослюдисто-карбонатным цементом. Коррозия заключается в проникновении кальцита по трещинкам или раздробленным участкам в зерна плагиоклазов до полного его замещения. При этом в песчаниках, в которых находится гидрослюдистая примесь в цементе, плагиоклазы, особенно кислые, подвергаются интенсивной гидрослюдизации. Иногда гидрослюдизация носит избирательный характер, потому что наиболее интенсивно изменяется одна какая-либо система двойников.

Для плагиоклаза характерна регенерация, которая выражается в появлении новообразованных каемок альбита на обломочных зернах олигоклаз-альбита, олигоклаза. Наблюдаются каемки альбита на тер-

Стадии эпигенеза и метаморфизма триас-юрских осадочных пород

| Стадия изменения пород | | Порода | Минеральные преобразования |
|------------------------|-----------|---|---|
| Эпигенез | начальный | Обломочные и карбонатные породы | Образование пирита и карбонатных конкреций. Исчезновение из разреза нестойких минералов, остаются гранат, циркон, апатит. Гидратизация и обесцвечивание биотита |
| | глубинный | Обломочные и карбонатные породы | Коррозия и регенерация кварца, полевого шпата, серицитизация и альбитизация плагиоклазов. Хлоритизация и мусковитизация биотита. Перекристаллизация карбонатов. Превращение глинистых пород в аргиллиты. Гидросланцизация, хлоритизация, карбонатизация и окварцевание цемента обломочных пород |
| Метаморфизм | | Мусковит-хлорит-карбонатные, серицит-карбонатные, кварц-хлорит-серицит-карбонатные, кварц-хлорит-мусковитовые и другие сланцы. Мраморизованные известняки и мраморы | Образование минеральных ассоциаций фации зеленых сланцев: мусковит-хлорит-кальцит, серицит-кальцит, кварц-хлорит-серицит-кальцит, кварц-хлорит-мусковит, кварц-плагиоклаз-мусковит-хлорит-кальцит. Хлорит и мусковит близки по своим свойствам к этим же минералам из диафоритов |

ригенных зернах того же альбита, что заметно по каемкам серицито- или хлоритоподобного минерала вокруг первоначального обломка.

Иногда регенерационный альбит имеет полисинтетически - двойниковое строение - при этом двойники наследуют двойниковое строение

Т а б л и ц а 31

| Структура | Текстура | Трансформация глинистых минералов (по [17]) |
|--|---|---|
| Структуры типичных осадочных пород | Текстуры типичных осадочных пород | Гидрослюдизация каолинита и монтмориллонита. Образование монтмориллонит-гидрослюдистых ассоциаций с примесью смешаннослойных образований |
| Микростилолитовая, конформации и инкорпуляции, мозаичная и зубчатая | Текстуры осадочных пород | Полная перекристаллизация первичного глинистого вещества и образование хлорит-гидрослюдистой ассоциации. Интенсивные гидрослюдизация и образование удлиненно-чешуйчатой бесцветной серицитоподобной гидрослюды. Увеличение содержания H_2O в гидрослюде |
| Гранобластовая, лепидогранобластовая, гетеробластовая, изодиометрическая и др. | Сланцеватая, массивно-сланцеватая или массивная | |

обломочных зерен. Но иногда альбит в каемках совершенно не сдвойникован. Обломочные зерна плагиоклаза отличаются выветрелой поверхностью и всегда четко отличаются от регенерированных каемок чистого, свежего альбита.

Регенерация полевых шпатов выражается в типичной альбитизации обломочных зерен плагиоклаза, т.е. появлении на этих зернах каемок чистого, прозрачного, совершенно без посторонних примесей альбита, содержащего не более 5-7% анортитовой молекулы. Новообразования альбита разнообразны по морфологии каемок и оптической ориентировке этих новообразований и материнского обломочного зерна. А.Г.Коссовская и В.Д.Шутов [32] считают, что альбитизация такого рода может происходить при конформном растворении обломочных кислых плагиоклазов и перетолжении вещества на смежных участках или зернах, которые не находятся под давлением.

По-видимому, в исследованном районе среди мезозойских осадочных пород происходит альбитизация, которая связана с видоизменением терригенного плагиоклаза состава олигоклаза, олигоклаз-андезина. Однако этот вопрос нельзя решить однозначно. Деанортизация плагиоклаза и превращение его в почти чистый альбит отмечались для плагиоклазов кристаллического комплекса, и сейчас не всегда можно различить плагиоклазы, которые видоизменены в результате процессов глубинного эпигенеза. В целом процессы альбитизации широко проявлены в Карпатах как при диафорезе кристаллических сланцев, так и в стадии эпигенеза осадочных пород, потому что альбит, олигоклаз-альбит среди полевых шпатов наиболее широко развиты. В.И.Лашманов наблюдал явление избирательной деанортизации, при котором заметна большая альбитизация одной системы двойников по сравнению с другой.

В обломочных породах с гидрослюдистым или гидрослюдисто-кремнистым цементом плагиоклазы интенсивно замещаются серицитом (или гидрослюдой). Серицитовый агрегат, который развивается за счет обломочных зерен плагиоклаза, часто сливается с серицитом цемента и по своим оптическим свойствам мало отличим от новообразованного серицита в цементе. Разрушение обломков, видимо, происходит в стадии эпигенеза, и полное замещение серицитом плагиоклаза осуществляется в стадии глубинного эпигенеза или метагенеза.

Биотит нешироко развит, но изменения его очень характерны, разнообразны и хорошо наблюдаются. Прежде всего в осадочные породы биотит уже попадает довольно разрушенным, нарушена кристаллическая форма минерала: чешуйки его деформированы, изогнуты, волнисто гаснут и нередко расщепляются на отдельные волокна по плоскости сланцеватости. Изменены и его оптические свойства. Всегда только сохраняется биотитовая схема абсорбции, сам минерал обесцвечивается или приобретает зеленоватый тон, дупреломление

значительно понижается. Подобные изменения отмечались для биотитов из диафторитов [14]. Биотит подвергается хлоритизации и мусковитизации, причем оба эти процесса могут происходить одновременно в одном зерне: с одной стороны, биотит хлоритизируется, а с другой — путем обесцвечивания превращается в мусковит, в котором по трещинкам спайности отлагаются бурные окислы железа, освобождающиеся при мусковитизации.

При эпигенетическом изменении биотит превращается в хлоритоподобный минерал, который образует псевдоморфозы по биотиту или отдельные мелкие скопления разноориентированных чешуек, в которых можно наблюдать реликты биотита. Нередко биотит тернет свою кристаллическую индивидуальность и превращается в колломорфные скопления изотропных ступков зеленовато-бурого или бурого цвета, по которым можно предполагать полную аморфизацию биотита.

Переходы биотита в хлорит описаны А.Н. Винчеллом [11] и А.Г. Коссовской [30], мы описывали для диафторитов кристаллического комплекса. Отметим, что А.Г. Коссовская наблюдала постепенный переход между волокнами реликтов биотита и новообразованного хлорита, в то время как в нашем случае такой переход может быть резким и оба минерала хорошо индивидуализированы (так же, как при мусковитизации). В плоскости, перпендикулярной спайности этих минералов, в шлифах можно видеть четкую перемежаемость пакетов хлорита и биотита (мусковита).

Нередко биотит в обломочных породах встречается в виде реликтовых зерен, обесцвеченных и слабо плеохроирующих с очень низким двупреломлением (но с сохраняющейся биотитовой схемой абсорбции) и может быть отнесен к гидробиотиту.

Отметим, что биотит так же, как кварц и полевой шпат, замещается карбонатным веществом цемента песчаников и гравелитов. Карбонат проникает по трещинкам спайности минерала или другим ослабленным зонам и замещает биотит, от которого остаются реликты.

Таким образом, биотит изменен в значительной степени, и различные процессы его преобразований выразились в обесцвечивании, гидратации, аморфизации, хлоритизации и мусковитизации. Гидратация и обесцвечивание биотита свидетельствуют о начальной стадии эпигенеза. Аморфизация и хлоритизация, а также превращение биотита в агрегат хлорита и мусковита относятся уже к процессам глубинного эпигенеза и начального метаморфизма [23]. Иногда биотит замещен тонкочешуйчатым агрегатом серицита. Наличие сагенита в серицитовом агрегате дает дополнительные данные о том, что вто-

ричный агрегат мог образоваться при разрушении и разложении биотита.

Мусковит в количественном отношении преобладает над биотитом и по степени распространенности может сравниваться с хлоритом, с которым встречается вместе и нередко наблюдается в параллельном сростании. Отдельные чешуйки мусковита проявляют признаки различных динамических воздействий: они раздроблены, изогнуты, деформированы, сгофрированы и нередко отгибают зерна других минералов. Отмечаются "рыхлые" с оборванными краями чешуйки со слабым интерференционным тоном, разбухшие, деформированные, которые можно отнести к гидратизированной разновидности мусковита (гидромусковиту). В процессе эпигенеза мусковит испытывает незначительные изменения и ведет себя более устойчиво, чем слюды биотитового типа. В обломочных породах с регенерированным кварцем и полевым шпатом чешуйки мусковита только деформированы, изогнуты и волнисто гаснут, размещаясь в пространствах, не занятых регенерированными зернами.

Мусковит в виде своей мелкочешуйчатой разновидности — серицита отмечен повсеместно и в значительном количестве и принимает активное участие при серицитизации плагиоклазов, сопровождая их альбитизацию.

Такие минералы, как гранат, рутил, апатит, турмалин, циркон, эпидот, ставролит, находятся в незначительных количествах: сформировались они в материнских породах.

Вторичные процессы проявились не только в растворении, коррозии и регенерации терригенного материала, но и в структурно-минералогической переработке цемента с появлением в нем различных новообразований. Цемент большинства обломочных триас-юрских пород представлен гидрослюдисто-кремнистым, гидрослюдисто-хлорит-глинистым, кварц-хлорит-серицитовым, хлорит-серицитовым и карбонатным веществом. Глинистые минералы отмечены в цементе в небольшом количестве, а иногда сюда включается просто пелитоморфное вещество неясного состава (возможно, это мергелистое вещество). Такой минеральный состав цемента мог сформироваться при перекристаллизации глинистого или мергелистого первичного вещества, и этому могли способствовать процессы серицитизации и хлоритизации, гидрослюдизации, карбонатизации и окремнения (или окварцевания).

Гидрослюдистые (или серицит) минералы обнаружены в цементе в виде одиноких равномерно распределенных чешуек или скоплений мелких агрегатов таких чешуек. Иногда чешуйки по оптическим и морфологическим признакам напоминают серицит. Хлоритизация це-

мента распространена меньше, и хлорит не всегда четко индивидуализирован. Карбонатизация или перекристаллизация карбонатного вещества наблюдается почти всегда. Вначале растут мелкие зерна, потом они образуют агрегаты, которые при разрастании замещают сначала цемент, а потом корродируют и замещают обломочные зерна полевых шпатов, кварца, слюды и других минералов. И.С. Мануйлова считала, что в таких случаях карбонат образуется не путем химической перегруппировки компонентов, которые освобождаются при изменениях кластического материала, а в результате перекристаллизации пелитоморфного седиментогенного карбоната. Окварцевание может происходить в результате коррозии и растворения кластогенных кварцевых зерен. Кремнекислота при этом далеко не уносится, а отлагается в виде новообразований микрозернистых кварцевых агрегатов. Новообразованный кварц чистый, прозрачный, развивается в цементе (а в другом случае отлагается в виде регенерационных каемок на том же кварце) и имеет неровные, зубчатые или лапчатые края зерен или же в дальнейшем может приобрести четкие прямолинейные кристаллографические очертания.

Широко распространены в исследованном районе карбонатные породы, в которых особо развито явление рекристаллизации карбоната кальция. Степень перекристаллизации его не зависит от литологических разновидностей пород и их возраста, а скорее контролируется количеством терригенного, органического и глинистого материала, а также соединений железа. К выводу о том, что с увеличением в карбонатных породах примесей уменьшаются размеры зерен кальцита и доломита (т.е. эти примеси мешают перекристаллизации), приходили другие авторы, а наши наблюдения подтверждают эти выводы. Раскристаллизация первичного карбоната кальция привела к ранее отмечавшемуся активному разъеданию и коррозированию терригенных зерен кварца, полевого шпата, биотита, мусковита и даже регенерационных каемок из кварца и альбита.

Глинистые породы превращены в аргиллиты и аргиллитоподобные породы. Минеральные новообразования представлены в них только серицитом и хлоритом, редко — кварцем; при этом слюдяные минералы либо равномерно распределены в породе и всегда субпараллельно ориентированы, либо скопляются в отдельные прослои, линзочки также с субпараллельной ориентировкой.

Структурно-текстурные преобразования. При описании характера вторичных изменений терригенного кварца и полевых шпатов отмечались процессы взаимного растворения зерен этих минералов и их

взаимного приспособления. Такие структуры взаимного приспособления А.В.Копелиович [25] назвал структурами конформации и внедрения (или инкорпуляции). Конформные структуры выражаются в сопряжении зерен однородного (кварц - кварц, плагиоклаз - плагиоклаз) или разнородного (кварц - плагиоклаз, кварц - микроклин) состава без признаков их регенерации. По поверхности соприкосновения может развиваться гидрослюдистый, хлоритоподобный или глинистый минерал. Инкорпуляционные структуры отличаются тем, что растворению подвержено одно зерно, а другое в него внедряется. Такие структуры наблюдаются среди обломочных пород как триасового, так и юрского возраста.

Но редко в результате взаимного растворения зерна кварца и переотложения кремнезема образуются регенерационные каемки вокруг обломочных зерен. В таких случаях контакты сопряжения регенерационных каемок имеют прямолинейные очертания, и структуры пород (часто это песчаники, кварцитовидные песчаники) в таких участках приобретают ярко выраженный мозаичный характер. Иногда поверхности сопряжения кварцевых зерен или кварца и полевого шпата имеют зубчатые ограничения и зерна как бы врастают друг в друга по этим лапчато-зубчатым контактам - такую структуру можно отнести к зубчатой.

Во многих песчаниках наблюдаются сутурные структуры, которые А.В.Копелиович [25] описывает как микростилолитовые формы сопряжения зерен минералов. Эти структуры сопряжения приурочены к поверхности обломочных зерен. Такие микростилолитовые структуры чаще наблюдаются на контактах зерен кварца или кварца и полевого шпата. Нередко между такими контактами находится глинистое, глинисто-углистое вещество или серицит. Явление стилолитизации наблюдается в обломочных породах триаса и юры в исследованном районе. Поскольку стилолитовые структуры образуются в песчаниках с глинисто-карбонатным и глинисто-гидрослюдистым цементом, глинистое вещество, по-видимому, не является препятствием для образования таких структур, что отмечала А.Г.Коссовская [30] для обломочных пород Вилуйской впадины. Стилолитизация наблюдается в известняках (реже в доломитах), для которых также характерно пятнистое окремнение.

Процессы эпигенетического изменения пород проявляются в общей тенденции [25], которая выражается в максимальном сближении зерен минералов, высокой степени уплотнения и уменьшении пористости пород. С такой структурной переработкой пород связано возникнове-

ние новых минеральных парагенезисов, которые становятся устойчивыми в условиях глубинного эпигенеза.

На современном этапе знаний минералогии эпигенеза и раннего метаморфизма трудно найти критерии границ между этими стадиями пород по появлению тех или иных минеральных новообразований. Те минеральные новообразования, которые начались в начальном эпигенезе, переходят в глубинный эпигенез и часто завершаются уже при раннеметаморфических преобразованиях давно сформировавшихся осадочных пород. Поэтому границы внутри фации эпигенеза, с одной стороны, и эпигенеза и раннего метаморфизма — с другой, следует проводить, основываясь еще на дополнительных структурных и текстурных признаках пород, которые прошли эти этапы вторичных постоседиментационных минеральных преобразований.

Помимо этих общих черт эпигенетических и чисто метаморфических процессов, есть отличающие их признаки. Эти признаки довольно существенны и уже под микроскопом позволяют отличить глубоко эпигенетически измененную породу от низкотемпературного парасланца. В минеральных ассоциациях стадии эпигенеза наряду с минералами-новообразованиями находятся устойчивые реликтовые обломочные минералы, которые еще не успели приспособиться к новой термодинамической обстановке. В типичной метаморфической породе (даже низкотемпературной зеленосланцевой) такие реликтовые минералы почти не наблюдаются, и поэтому нет замещений одних компонентов другими. Поэтому фации эпигенеза и метагенеза [30] рассматриваются как метастабильные образования, которые лишь приближаются к равновесию, потому что низкие температуры минералообразования не дадут полного завершения процесса.

Низкотемпературный метаморфизм

В исследованном районе низкотемпературные метаморфические преобразования мезозойских осадочных пород тесно связаны с регрессивными полиметаморфическими преобразованиями пород фундамента. "Явления прогрессивного метаморфизма в мезозойских породах (минеральные ассоциации фации зеленых сланцев) сходны с диафорическими преобразованиями в древних кристаллических комплексах и между ними можно проводить широкую аналогию" [64].

Если низкотемпературный метаморфизм кристаллического комплекса в условиях фации зеленых сланцев не вызывает сомнений, то выявление метаморфических изменений в молодых триас-юрских осадочных породах потребует некоторых рассуждений и доказательств.

Существуют противоречивые мнения о начальном метаморфизме осадочных пород. Так, А.Г.Коссовская [31] предполагает, что верхнюю хлорит-мусковитовую субфазию зеленосланцевой фации правильно относить к стадии метагенеза, а не регионального метаморфизма. А.Г.Коссовская считает, что минеральные преобразования и структурно-текстурные признаки, овойственные породам мусковит-хлоритовой зоны, унаследованы от длительного периода видоизменения осадочных пород под действием возрастающей вертикальной нагрузки, температуры и стресса. Образующиеся минералы формируются вследствие разрушения других компонентов, новообразований, возникающих при взаимодействии минералов друг с другом, практически нет. Такая качественно новая минеральная ассоциация возникает в биотитовой зоне метаморфизма в результате появления биотита, который образуется при взаимодействии хлорита и мусковита. По мнению А.Г.Коссовской, именно с биотитовой зоны следует начинать ряд собственно метаморфических пород, а менее измененные отложения относить к метаморфизованным породам, являющимся промежуточными между осадочными и метаморфическими. А.В.Копелиович, А.Г.Коссовская и В.Д.Шутов [26] считают, что образование мусковита в результате разложения обломочных биотитовых слюд, "восстановления" мусковитовых гидрослюд, постепенной гидратации каолинита и монтмориллонита, образование хлорита осуществляется за счет тех же биотитовых слюд, а также при разложении в стадию эпигенеза нестойких фемических минералов (амфиболов, пироксенов). Все другие вновь образующиеся минералы формируются вследствие разрушения других компонентов, но новообразований, которые возникают при взаимодействии минералов друг с другом, нет. Такая ассоциация возникает лишь в биотитовой зоне регионального метаморфизма при массовом появлении биотита, который формируется при взаимодействии мусковита и хлорита. Поэтому в [26] предлагается собственно метаморфические процессы считать по появлению биотита и качественно новой ассоциации с этим минералом. С другой стороны, другие авторы полагают, что при самых низких степенях метаморфизма может находиться актинолит. Так, У.А.Дир, Р.А.Хауи, Дж.Зусман [19] считают, что для пород самой низкой степени метаморфизма характерен парагенезис актинолит-эпидот-хлорит-альбит, но в случае местного повышения давления воды и углекислоты (совместно или порознь) актинолит разлагается на кальцит или хлорит и возникают породы состава кальцит-хлорит-эпидот-альбит.

Приведенные далее характеристики минералов и минеральных ассоциаций, структурных и текстурных преобразований триас-юрских

пород позволят решить вопрос об их месте в ряду пород от эпигенетически измененных осадочных до метаморфических. Характеристики типичных низкотемпературных метаморфических сланцев домезозойского возраста также помогут сделать некоторые сопоставления.

Минеральные преобразования. Метаморфизм фации зеленых сланцев – наиболее глубокая стадия преобразования триас-юрских пород; он проявился локально в исследованном районе.

Мраморизованные известняки с многочисленными прослоями серицитовых, кварц-хлорит-карбонатных, кварц-хлорит-мусковитовых (иногда с эпидотом), кварц-альбит-серицит-карбонатных сланцев в потоке Довгорунь (Раховские горы) впервые установлены и описаны А.Гезеллом еще в 1880 г. Найденные им в известняках аммониты Л.Лоци определил как относящиеся к верхней юре (окофорду). В настоящее время В.И.Славин нашел в этих известняках мезозойские кораллы и мшанки. Поэтому на данном этапе исследований юрский возраст мраморизованных довгоруньских известняков можно считать доказанным. Известняки и сланцы, развитые в потоке Довгорунь, прослеживаются на всем водоразделе до потока Лещинка, а также по правому и левому берегам р.Тисы в районе сел Деловое – Крухли. Характерной чертой химического состава сланцев является преобладание Na_2O над K_2O , и эта особенность отличает метаморфические породы мезозойского возраста от домезозойских метаморфических образований, где в серицитовых и хлоритовых сланцах наблюдается обратное соотношение.

По г.Соймул (Раховские горы) в триасовых отложениях развиты серицитовые, серицит-хлорит-кварцевые, мусковит-эпидот-хлоритовые сланцы, которые чередуются с тонкоплитчатыми серыми мраморизованными известняками. Основными породообразующими метаморфогенными компонентами этих сланцев являются мусковит (и серицит) и магнетитно-железистый хлорит (рипидолит).

Метаморфические породы триаса (г.Соймул) и юры (потоков Довгорунь – Лещинка, р.Тиса) образовались в термодинамических условиях низких субфаций зеленосланцевой фации метаморфизма. Осадочные породы, которые претерпели этот метаморфизм, характеризуются уже типичными метаморфогенными минеральными парагенетическими ассоциациями, структурами и текстурами метаморфических пород. Постоянное наличие и состав минералов со слоистой решеткой – хлорита (рипидолита) и мусковита (или серицита), которые образовались на месте, а не являются унаследованными – свидетельствуют о том, что термодинамические условия фации зеленых сланцев (хотя бы даже

самых низких ее субфаций) были достигнуты. Таким образом, в исследованном районе в результате локально проявившихся процессов термодинамической обстановки фации зеленых сланцев были почти стертты все признаки осадочных образований и сформировались породы с качественно новыми минералогическими, структурными и текстурными признаками. Прежде всего это относится к парагенетическим минеральным ассоциациям, которые для главных групп метаморфических пород триаса и юры являются следующими:

1) для различных сланцев (хлоритовых, хлорит-мусковитовых, эпидот-альбит-хлоритовых и других): кварц-хлорит-серицит-кальцит, кварц-альбит-хлорит-мусковит-кальцит, кварц-эпидот-хлорит-серицит-кальцит;

2) для мраморизованных известняков: кварц-кальцит, кварц-альбит-кальцит, кварц-альбит-кальцит-серицит.

Н.Г.Судовиков [60] отмечает, что парагенетическая ассоциация альбит-эпидот-хлорит или альбит-эпидот-мусковит критическая и характерна для фации зеленых сланцев. Поэтому можно считать, что для триас-юрских пород метаморфизм зеленосланцевой фации является наиболее глубокой стадией преобразования пород.

Структурно-текстурные преобразования и метаморфическая дифференциация. Главные разновидности метаморфического ряда триас-юрских пород — это различные слюдяные, хлорит-карбонатные, кварц-серицитовые сланцы и другие кварцитовые сланцы, мраморизованные известняки и доломиты. Сюда же можно отнести метаморфизованные песчаники.

Породы, переходные к метаморфическим (метаморфизованные песчаники), отличаются переходными структурными признаками. Для этих пород характерны вторичные изменения обломочных зерен кварца, которые выразились в их коррозии и регенерации. Поэтому в песчаниках отмечены структуры регенерации, нередко стилолитизации. В отсутствие цемента или при малом его количестве образуются мозаичные или зубчатые структуры, которые уже характеризуют больше породы метаморфического ряда. Иногда наблюдались бластические рекристаллизационно-грануляционные структуры. Между контактами зерен возникают новообразованные кварцевые индивиды, которые участвуют в формировании рекристаллизационной структуры, обуславливая зубчато-лапчатые контакты. И.М.Симанович считает, что такие структуры возникают при динамометаморфизме и бывают осложнены интенсивной грануляцией, которая охватывает периферийные части зерен и регенерационный кварц. Грануляция является осложняющим процессом.

Она заключается в преобразовании участков обломочных зерен в поликристаллический агрегат. Цемент таких песчаников бывает перекристаллизован и сложен агрегатом серицита и плагиоклаза. Терригенную часть в цементе иногда трудно отличить от цементирующего новообразованного вещества в результате далеко зашедших процессов перекристаллизации, что также придает породе определенный структурный рисунок. В то же время сохраняется еще текстура осадочной породы.

Структура мраморизованных известняков гранобластовая, изодиаметрическая (при одинаковом размере зерен) или гетеробластовая (при различном размере зерен). Возникновение гетеробластовых структур можно связывать с катаклизом, так как, во-первых, часто наблюдаются волнистое угасание и изгибы двойников, трещинки в крупных зернах кальцита, во-вторых, трещинки кальцита залечиваются мелкозернистым кальцитом. Это создает неравномернозернистую (гетеробластовую) структуру мраморов; при этом мелкозернистый кальцит в зависимости от степени катаклаза преобладает над крупнозернистым или находится в меньшем количестве.

Структуры метаморфических сланцев весьма различны (но всегда характерны для метаморфических пород): лепидобластовые, гранобластовые, иногда гетеробластовые или мозаичные и др. Текстуры сланцеватые, пльичато-олисто-сланцеватые — они также характеризуют породы метаморфического ряда.

Во время этапа раннего низкотемпературного метаморфизма начинается метаморфическая дифференциация, которая в сланцах четко проявилась в появлении согласных со сланцеватостью жил или прожилков различного состава — кварцевых, кварц-альбит-хлоритовых или кварц-альбитовых. Процессы метаморфической переработки сопровождались катаклизом, милонитизацией, что иногда усложняет структурный рисунок пород. Появляются бластокластические, бластомилонитовые структуры.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ ДОМЕЛОВОГО КОМПЛЕКСА

После изучения минеральных, структурных и текстурных преобразований осадочных пород в условиях глубинного эпигенеза и метаморфизма фации зеленых сланцев целесообразно рассмотреть в свете этих данных некоторые общегеологические вопросы, касающиеся причин и источников глубоких преобразований осадочных пород, которые привели к превращению их в породы метаморфические. Интересна связь вторичных преобразований осадочных пород с метаморфизмом кристал-

лических сланцев и некоторые данные абсолютного возраста этих явлений.

Причины и источники эпигенеза и метаморфизма мезозойских осадочных пород. Результаты изучения минералогических преобразований структурных и текстурных изменений осадочных пород мезозойского чехла свидетельствуют о том, что все они в своей эволюции прошли стадию эпигенетического развития. Вопрос только в том, в одинаковой ли степени породы были затронуты глубинными эпигенетическими преобразованиями и в какой степени эти преобразования отложили отпечаток на различные типы осадочных пород. Там, где исследованию подвергались обломочные породы (все признаки таких изменений были налицо), но среди триас-юрского комплекса значительное место занимают породы карбонатные, в которых такие преобразования не всегда отмечались. Если степень перекристаллизации пород можно представить как процесс растворения - осаждения [59], то она должна возрастать с глубиной и быть различной для пород, отличающихся по гранулометрическому и минералогическому составам. Другими словами, степень перекристаллизации пород на одинаковой глубине залегания должна быть интенсивнее в неравномерно- и грубозернистых породах и может быть совершенно незначительной в глинистых породах. Характерна однородная форма частиц, малый их размер и упорядоченное расположение. Такой трактовкой неравномерной перекристаллизации пород можно объяснить слабую степень изменения некоторых глинистых пород, микро- и мелкозернистых известняков и доломитов, а также судить о степени глубинного эпигенетического преобразования триас-юрских осадочных пород. В то же время в обломочных породах исследованного района (как триаса, так и юры) глинистый цемент часто перекристаллизован и превращен в агрегат из хлорита и серицита. Кстати, многие петрографы (А.В.Копелиович, А.Г.Коссовская, В.Д.Шутов, Н.В.Логвиненко, Г.И.Перозин и другие) отмечали, что нередко гравелиты, разнозернистые песчаники и даже алевролиты, значительно измененные в результате процессов эпигенеза, сопровождались слабоизмененными глинами, которые могли быть представлены аргиллитизированными разностями.

По мнению А.В.Копелиовича, А.К.Коссовской и В.Д.Шутова [26], факторы, обуславливающие изменение пород в стадию эпигенеза, вызваны увеличением давления и температуры в связи с погружением пород в более глубокие зоны земной коры, взаимоотношениями пород с поровыми водами, длительностью пребывания пород в зоне эпигенеза (что определяется геологическим возрастом пород), а также

стрессом, который обуславливает так называемые сквозные движения в породах, приводящие к значительному повышению температуры и давления. Как следует из работ этих авторов, полное преобразование глинистых минералов в агрегаты хлорита-серпичита-кварца наблюдается в толщах, которые перекрываются 7000-метровыми осадками. В Карпатах накопление осадков таких мощностей в мезозойское время не происходило. Поэтому статическое давление вышележащих пород вряд ли могло вызвать глубинные эпигенетические преобразования осадочных пород чехла. Таким давлением, которое обусловило эпигенетическое изменение пород, могло быть одностороннее направленное давление — стресс, вызванное достаточно бурной тектонической жизнью исследованного района в это время. Там, где одностороннее давление стрессового типа было ослаблено, осадочные породы мезозойского возраста могли не достичь изменений, характерных для стадии глубинного эпигенеза.

Переход осадочных пород в породы метаморфические связан с возникновением особой термодинамической обстановки, соответствующей фации зеленых сланцев, которая обусловила новую минерализацию, структурные и текстурные изменения пород. Метаморфизм осадочных пород мезозойского возраста был нерегиональным. Но поскольку породы эти очень размыты, то также трудно представить, в какой степени этот метаморфизм был докальным явлением и не были ли эти породы, наоборот, только локально не метаморфизованными. Во всяком случае, на данном уровне исследований следует признать, что объяснение диафтореза кристаллического комплекса только прогрессивным метаморфизмом мезозойских пород [64] недостаточно. Хотя связь между метаморфизмом мезозойских осадочных пород и диафторезом кристаллического комплекса очевидна и между этими явлениями можно проводить широкую аналогию, следует признать, что полиметаморфические изменения кристаллического комплекса осуществлялись не в один этап, а повторялись неоднократно. Диафторез этот был односторонним, потому что в разное время накладывалась неоминерализация фации зеленых сланцев, различить которую при изучении вещественного состава диафторитов трудно. Но то, что молодой прогрессивный метаморфизм мезозойских осадочных пород, который происходил в термодинамических условиях фации зеленых сланцев, наложился как регрессивный этап в метаморфической истории кристаллического комплекса (особенно хорошо это видно в потоке Тукало, где при метаморфизме юрских пород почти целиком диафторированы даже породы белопогокской свиты), следует признавать на настоящем этапе исследования этих пород.

Таким образом, можно предположить, что источником необходимой тепловой энергии, которая активизировала химические реакции перекристаллизации исходного вещества, служили гидротермальные растворы [36], проникшие в толщу чехла по многочисленным разрывным нарушениям, зонам расщепления и трещиноватости. Ведущим фактором локального метаморфизма осадочного чехла кристаллического массива нужно считать ориентированное одностороннее давление — стресс и тепловую энергию гидротермальных растворов, которые являются производными тектонического режима, существовавшего в описываемом регионе в Верхнепалеозойско-мезозойское время. Новых данных по причинам и источникам низкотемпературного метаморфизма мезозойских осадочных пород пока нет. Поэтому можно вполне довольствоваться этими логичными предположениями, чтобы не выдвигать других столь же общих объяснений причин этих явлений.

Важная особенность метаморфизма кристаллических сланцев — широкое проявление наложенного регрессивного метаморфизма, который проявился вследствие повышения температур при прогрессивном метаморфизме молодых покровных осадочных пород.

Регрессивный полиметаморфизм можно связывать, по мнению Л.Г.Ткачука [62, 63], с обновленными в позднеюрское время тектоническими и вулканическими процессами, которые сопровождались интенсивным излиянием диабазов. Метаморфизм этого этапа происходил в термодинамических условиях фации зеленых сланцев и охватил участки молодых осадочных пород и кристаллических сланцев. Кристаллические сланцы, которые претерпели регрессивный полиметаморфизм, были уже в достаточной мере "высушены" в условиях первого прогрессивного этапа метаморфизма. Поэтому необходимое количество воды для регрессивных минеральных преобразований было взято из молодых осадочных пород, которые в это время подверглись прогрессивному метаморфизму.

В некоторых участках развития кристаллических пород покровные осадочные отложения проявляют такие значительные минеральные и структурные преобразования, что бывают представлены типичными серицитовыми, хлорит-серицитовыми, кварц-хлорит-серицитовыми сланцами. Такие метаморфизованные яркие породы известны по потоку Довгорунь, напротив пос.Круглый. В этих известняках, содержащих прослой хлорит-серицитовых, серицитовых сланцев, В.И.Славин обнаружил яркие кораллы.

Минеральные ассоциации метаморфизованных мезозойских пород характерны для зеленосланцевой фации и соответствуют минеральным

ассоциациям диафторированных кристаллических сланцев. Это дает основание судить о сходстве термодинамических условий прогрессивного метаморфизма молодых осадочных пород и диафтореза древних образований. Несколько иного характера метаморфизм пород кузинской, или филлитовой, свиты. Считается, что филлиты кузинской свиты сформировались в условиях фаций зеленых сланцев, и этот метаморфизм носил прогрессивный характер. Этим можно объяснить тот факт, что породы кузинской свиты (верхний палеозой) и мезозойские породы (триас-юра) в тех местах, где они были метаморфизованы (потоки Белый, Довгорунь, г.Соймул), выявляют сходные минеральные ассоциации. В этом случае их трудно отличить.

Данные абсолютного возраста и их геологическая интерпретация. Проблема геологического возраста накопления осадков и их метаморфизм важна и спорна для кристаллического комплекса Украинских Карпат. Получены новые данные по геохронологии кристаллических сланцев, которые могут помочь датировке регионального метаморфизма древнейших пород фундамента на исследованной территории.

На основании первых определений абсолютного возраста фундамента Советских Карпат [52] были установлены проявления рифейского метаморфизма в пределах 585-630 млн. лет, а также повторные метаморфические изменения фундамента в период "юрской складчатости" возрастом 160-180 млн. лет".

В настоящее время в четырех лабораториях (ИГФМ АН УССР, ЛАГЕД АН СССР, Львовского ун-та и ИГН АН УССР) произведено достаточное количество определений абсолютного возраста кристаллических сланцев и метаморфизованных триас-юрских пород чехла. Радиологические данные отдельных исследователей опубликованы в открытой печати [4, 5, 16, 49, 52].

Если о возрасте первоначального регионального метаморфизма кристаллического комплекса существуют противоречивые мнения, то факт повторного метаморфизма как будто большинство признает. Так, С.Г.Рудаков [49] отмечает, что "низкотемпературные минеральные ассоциации, наложившиеся на более древние минеральные парагенезисы, образовались 120-140 млн. лет назад". А.К.Бойко [6] считает, что некоторые породы фундамента испытали повторные метаморфические изменения во второй половине триаса (от 230,5±8-221 до 195-186±6 млн. лет), в средней юре (175-168 млн.лет) и от конца поздней юры до конца раннего мела (142-104 млн. лет). Здесь интерес могут представить радиологические данные [65] по типичным

диафторитам. Из узловатых ставролит-гранатовых сланцев белопотокской свиты в потоке Яворниковом (Раховские горы) определен абсолютный возраст по биотиту и мусковиту. В первом случае он составляет 240-260 млн. лет, во втором значительно ниже - 150 млн. лет. Видимо, абсолютный возраст 240-260 млн. лет, определенный по биотиту, также отражает наложенный диафторез и определяет его нижнюю возрастную границу - пермо-триас, а возраст в 150 млн. лет подтверждает возможность позднерского - раннемелового диафтореза. Последнее предположение не противоречит геологической обстановке, так как большая часть мусковита в двуслюдяных ставролит-гранатовых сланцах могла образоваться [17] за счет биотита в стадии регрессивного метаморфизма при метаморфизме осадочных пород чехла. Таким образом, по этим данным можно предположить, что кристаллические сланцы испытали диафторические преобразования в пермо-триасе (240-260 млн. лет) и даже в позднерское-раннемеловое время (150 млн. лет). В пользу последнего предположения свидетельствуют данные о прогрессивном метаморфизме молодых осадочных пород мезозойского возраста. Однако определение сделано по валовой пробе из хлорит-серицитового сланца, который образует прослой в мраморизованных известняках потока Довгорунь. В этих сланцах по потоку Довгорунь (Раховские горы) В.И.Славин нашел юрские кораллы, и геологический возраст их на данном этапе исследований не должен вызывать сомнений. Определение по метаморфизованным молодым породам дают такие цифры. Первая группа цифр (258 млн. лет) свидетельствует о проявлении метаморфических процессов в пермо-триасовое время, вторая (172-200 млн. лет) - в поздней юре - раннем мелу, третья (121-155 млн. лет) - в раннем мелу. Таким образом, данные абсолютного возраста прогрессивного метаморфизма мезозойских осадочных пород совпадают с данными по диафторитам кристаллического комплекса. Отсюда следует, что домезозойский кристаллический комплекс подвергался существенной переработке в мезозойское время.

Из Чивчинских гор С.Г.Рудаков [49] также получил значения мезозойского возраста для тех кристаллических сланцев, которые подвергались повторным изменениям. Это свидетельствует в пользу того, что в мезозойское время кристаллический фундамент Раховских и Чивчинских гор испытывал повторные метаморфические преобразования, которые приводили к существенному изменению состава и структурно-текстурных особенностей пород. Низкотемпературные минеральные ассоциации фации зеленых сланцев, которые возникали в мезозойское время в молодых осадочных породах чехла в результате

прогрессивного метаморфизма, в метаморфическом комплексе должны были возникать как регрессивные этапы минералообразования (регрессивный полидиафторез), но там они наложились на другие низкотемпературные минеральные ассоциации, которые возникали раньше.

На основании изучения вещественного состава кристаллических сланцев четко устанавливается этап наиболее высокотемпературного метаморфогенного минералообразования (олигоклаз, олигоклаз-андезин, биотит, гранат, ставролит и роговая обманка) и этапы низкотемпературных минеральных новообразований (альбит, мусковит и серицит, хлорит, доизит, актинолит). Подчеркнем, что обыкновенная зеленая роговая обманка принадлежит к первому высокотемпературному поколению метаморфогенных минералов и при повторных метаморфических процессах не образовывалась. Поэтому для новых геохронологических исследований была выделена роговая обманка из пластовых тел амфиболитов древнейшей белопотокской свиты по потокам Бредецель и Яворниковому. Анализы пород (табл.32) выполнялись калий-аргоновым методом в Лаборатории абсолютного возраста ИГФМ АН УССР параллельно двумя аналитиками.

Т а б л и ц а 32

Абсолютный возраст амфиболитов по роговым обманкам*

| Номер образца | Место взятия | K, % | Ar ⁴⁰ , 10 ⁻⁷ г | Возраст, млн. лет |
|---------------|-------------------|------|---------------------------------------|-------------------|
| K-6 | Поток Яворниковый | 1,0 | 0,244; 0,254 | 344; 340 |
| K-7 | " " | 1,02 | 0,260 | 360 |
| K-13 | Поток Бредецель | 0,54 | 0,135 0,138 | 334 340 |

* Аналитики Ф.И.Котловская и В.Р.Лечехлеб; Лаборатория абсолютного возраста ИГФМ АН УССР.

Как видно из табл.32, роговые обманки образовались в конце девона - начале карбона, т.е. в раннегерцинский этап могли образоваться наиболее ранние метаморфогенные парагенетические ассоциации с роговой обманкой. Этот возраст заслуживает внимания, потому, что раньше по роговой обманке были получены более высокие значения возраста.

Важен вопрос времени накопления первичных пород фундамента. Многие исследователи считают, что древние толщи фундамента отлагались в докембрии. Верхний возрастной предел, считая самыми древними породами чехла каменнугольмие отложения, — не позже конца среднего палеозоя [4, 6]. В последнее время [8] для кристаллических пород получены радиометрические данные уран-свинцовым методом по акцессорным цирконам белопотокской и берлебашской свит. Для обломочных цирконов белопотокской свиты получены цифры возраста 550 ± 20 млн. лет, т.е. нижний возрастной предел накопления отложений белопотокской свиты намечается в раннем кембрии, не ниже рубежа кембрия и венда. Однако, как отмечают сами авторы, наблюдается неувязка с цифрой возраста по цирконам метавулканических пород: по возрасту цирконы из вулканогенных продуктов фундамента (560–640 млн. лет) древнее цирконов из парапород подстилающих толщ (550 млн. лет).

Л и т е р а т у р а

1. АФАНАСЬЕВА Г.М. Петрографія і вторинні зміни осадових порід Мармароської зони та зони Скель Внутрішніх Карпат. К., "Наук. думка", 1970. 192 с.
2. БОЙКО А.К. та ін. Про вік кузинської світи Рахівського масиву. - Допов. АН УРСР. Сер.Б, 1964, № 8, с.39-41.
3. БОЙКО А.К. О стратиграфии докембрийского метаморфического комплекса Раховского массива Восточных Карпат. - Изв. высш. учеб. заведений. Геология и разведка; 1965, № 4, с.23-30.
4. БОЙКО А.К., ЧЕДЖЕЛОВ Г.Х., ЦЬОНЬ О.В. Абсолютный возраст некоторых образований Советских Карпат. - Вестн. Львов. ун-та. Сер. Геология, 1966, вып.4, с.19-28.
5. БОЙКО А.К., ЧЕДЖЕЛОВ Г.Х., ЦЬОНЬ О.В. Новые данные радиологических исследований в Восточных Советских Карпатах. - В кн.: Вопросы датировки древнейших (катархейских) геологических образований и основных пород. М., 1967, с.195-200.
6. БОЙКО А.К. Доверхнепалеозойський комплекс северо-западного окончання Мармарошського масива (Восточные Карпаты). Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1970. 248 с.
7. БОЙКО А.К. О возрасте пород метаморфического комплекса Мармарошского массива. - Геол. сборник Львов. геол. о-ва, 1966, № 10, с.49-59.
8. БОЙКО А.К. и др. Результаты первого исследования по цирконо-вой хронологии кристаллического ядра Восточных Карпат. - Геол. журн., 1975, 35, № 2, с.112-116.
9. БОРНЕМАН-СТАРЫНКЕВИЧ И.Д. Руководство по расчету формул минералов. М., "Наука", 1964. 224 с.
10. ВИНЧЕЛЛ А.Н. Оптическая минералогия. М., Изд-во иностр. лит., 1949. 660 с.
11. ВИНЧЕЛЛ А.Н., ВИНЧЕЛЛ Г. Оптическая минералогия. М., Изд-во иностр. лит., 1953. 562 с.

12. ВЯЛОВ О.С., ТКАЧУК Л.Г. О выходах древних пород в окрестностях Измаила. - Геол. журн., 1953, 13, вып.4, с.76-79.
13. ДАНИЛОВИЧ Ю.Р. Деякі петрографічні особливості метаморфічних порід Чивчинського кристалічного масиву. - В кн.: Матеріали з геології та геохімії корисних копалин України. К., 1962, с.69-77.
14. ДАНИЛОВИЧ Ю.Р. О биотитах Раховского кристаллического массива. - Материалы VI съезда Карпато-Балканской ассоциации (доклады советских геологов). К., 1965, с.380-388.
15. ДАНИЛОВИЧ Ю.Р. Ставролит из кристаллических сланцев Украинских Карпат. - Минерал. сборник Геол. о-ва, 1965; № 19, вып.4, с.524-527.
16. ДАНИЛОВИЧ Ю.Р. Пироп-альмандиновые гранаты из кристаллических сланцев Раховского массива. - Зап. Минер. о-ва. Укр.отд. К., 1966, с.53-57.
17. ДАНИЛОВИЧ Ю.Р. Парагенетические соотношения минералов в глиноземистых кристаллических сланцах Восточных Карпат. - Геол. журн., 1969, № 5, с.134-140.
18. ДАНИЛОВИЧ Ю.Р. Метаморфізм домезозойських кристалічних сланців Українських Карпат. К., "Наук.думка", 1970. 120 с.
19. ДИР У.А., ХАГИ Р.А., ЗУСМАН Дж. Породообразующие минералы. Т.1-3. М., "Мир", 1966.
20. ДРУГОВА Г.М., БУТРОВА В.Д. Гранаты гранулитовой фации Аладанского щита в условиях полиметаморфизма. - Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1964, 4, № 93, вып.1, с.37-45.
21. ИВАНОВА В.П. Хлориты. - Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1949, вып.120. Петрогр. сер. (№ 35), с.56-85.
22. ИВАНОВА В.П. Термограммы минералов. - Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1961, 1, № 90, с.50-90.
23. КАЗАКОВ Л.Р. Петрографічні особливості плагіогранітів у Чивчинських горах на Карпатах. - Геол. журн.; 1963, 23, вып.4, с.74-78.
24. КЕШЕЖИНСКАС К.Б. Статистический анализ хлоритов и их парагенетические типы. М., "Наука", 1965. 136 с.
25. КОПЕЛИОВИЧ А.В. Особенности эпигенеза песчаников могилевской свиты юго-запада Русской платформы и некоторые вопросы с ними связанные. - Изв. АН СССР. Сер. Геология, 1958, № II, с.28-43.
26. КОПЕЛИОВИЧ А.В., КОССОВСКАЯ А.Г., ШУТОВ В.Д. О некоторых особенностях эпигенеза терригенных отложений платформенных гео-

- синклинальных областей. - Изв. АН СССР. Сер. Геология, 1961, № 6, с.18-31.
27. КОРЖИНСКИЙ Д.С. Факторы минеральных равновесий и метаморфические фации глубинности. - Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1940, вып.12, с.4-13.
28. КОССОВСКАЯ А.Г., ШУТОВ В.Д. Характер изменения обломочного биотита в процессе эпигенеза. - ДАН СССР. Сер. Геология, 1955, 101, № 3, с.541-545.
29. КОССОВСКАЯ А.Г. О специфике эпигенетических изменений терригенных пород в условиях платформенной и геосинклинальной областей. - ДАН СССР, 1960, 130, № 1, с.121-124.
30. КОССОВСКАЯ А.Г., ШУТОВ В.Д. О корреляции зон регионального эпигенеза и метагенеза в терригенных и вулканогенных породах. - ДАН СССР, 1961, 139, № 3, с.677-684.
31. КОССОВСКАЯ А.Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилуйской впадины и западного Верхоянья (о формировании минерального состава терригенных пород). - Труды Геол. ин-та АН СССР, М., 1962, вып.63, с.1-206.
32. КОССОВСКАЯ А.Г., ШУТОВ В.Д. Фации регионального эпигенеза и метагенеза. - Изв. АН СССР. Сер. Геология, 1963, № 7, с.3-18.
33. ЛАВРЕНКО Е.И. Гранат из пород метаморфического комплекса Советских Карпат. - Минерал. сборник Львов. геол. о-ва, 1967, № 21, вып.2, с.212-213.
34. ЛАВРЕНКО Е.И. Диафориты в метаморфическом комплексе Советских Карпат. - Минерал. сборник Львов. геол. о-ва, 1968, №22, вып.4, с.432-433.
35. ЛАВРЕНКО Е.И. Минералы и минеральные ассоциации метаморфических пород северо-западной части Мармарошского массива. - Минерал. сборник Львов. ун-та, 1968, № 22, вып.1, с.65-69.
36. ЛАШМАНОВ В.И. Стратиграфия, литология и особенности метаморфизма домеловых отложений чехла северо-западного окончания Мармарошского массива (Восточные Карпаты). Автореф. канд.дис. Львов, 1971. 28 с.
37. ЛАШМАНОВ В.И. К вопросу о каменноугольных отложениях Мармарошского массива. - Геол. сборник Львов. геол. о-ва, 1971, № 13, с.15-21.
38. МАРАКУШЕВ А.А. Петрология метаморфических горных пород. М., Изд-во Моск. ун-та, 1973. 324 с.
39. МАТКОВСКИЙ О.И. Роль метаморфических процессов в формировании пород и рудопроявлений Мармарошской зоны Советских Карпат. - В кн.: Вопросы геологии Карпат. Львов, 1967, с.181-187.

40. МАТКОВСКИЙ О.И. Альмандиновые и спессартиновые гранаты в древнейших метаморфических образованиях Украинских Карпат. - Минерал. сборник Львов. геол. о-ва, 1970, № 24, вып. I, с.69-74.
41. МАТКОВСКИЙ О.И. Минералогия и петрография Чивчинских гор (Украинские Карпаты). Эндогенные минеральные комплексы. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1971. 224 с.
42. МАТКОВСКИЙ О.И. Термодинамические и фациальные условия метаморфического минералообразования в кристаллическом фундаменте Украинских Карпат - Минерал. сборник Львов. ун-та, 1973, № 27, вып. I, с.10-25.
43. МИХЕЕВ В.И. Рентгенометрический определитель минералов. М., Геосолтехиздат, 1957. 868 с.
44. НЕНЧУК Н.Ф. Древние карбонатные породы Раховского массива. - Геол. журн., 1965, 25, вып.3, с.106-110.
45. НИКИТИНА Л.П., ХИЛЬТОВА В.Я. Особенности кристаллохимического строения железо-магнезиальных слюд и роговых обманок метаморфических пород. - В кн.: Петрография метаморфических и изверженных пород Алданского щита. М., 1964, с.24-32.
46. ПЕРЧУК Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. М., "Наука", 1970. 392 с.
47. РУДАКОВ С.Г. О древнейшем вулканизме в Советских Карпатах. - ДАН СССР, 1964, 155, № 2, с.340-342.
48. РУДАКОВ С.Г. О метаморфическом комплексе Чивчинских гор и его взаимоотношениях с древнейшими породами Раховского массива. - В кн.: Очерки по геологии Сов. Карпат. М., 1966, с.6-15.
49. РУДАКОВ С.Г. О возрасте гранитоидов в Чивчинских горах. - В кн.: Очерки по геологии Советских Карпат. М., 1967, с.189-194.
50. СЕМЕНЕНКО Н.П. О возрасте метаморфизма пород Раховского массива. - Материалы Карпато-Балканской ассоциации, № I. К., 1960, с.188-190.
51. СЕМЕНЕНКО Н.П. Метаморфизм подвижных зон. К., Изд-во АН УССР, 1963. 260 с.
52. СЕМЕНЕНКО Н.П. и др. Абсолютный возраст горных пород Карпатского региона и Вольно-Подольской плиты и его значение для решения некоторых геологических проблем. - В кн.: Вопросы датировки древнейших (катархейских) геологических образований и основных пород. М., 1967, с.117-187.

53. СЕРДЮЧЕНКО Д.П. Хлориты, их химическая конституция и классификация. - Труды ИГН АН СССР, вып.140. Мин. геохим. серия, 1953, № 14. 340 с.
54. СИМАНОВИЧ И.М. Структурное преобразование кварцевых песчаных пород в начальном метаморфизме (метагенезе). - Бюл. Моск. о-ва, исп. природы, отд. геол., 1967, 143, № 4, с.63-72.
55. СЛАВИН В.И. Триасовые и юрские отложения Вост. Карпат и Паннонского срединного массива. М., Госгеолтехиздат, 1963. 172 с.
56. СОВОЛЕВ В.С. Новая находка пумпеллита (лотрита). - Минерал. сборник Львов. геол. о-ва, 1947, с.83-84.
57. СОВОЛЕВ В.С. О признаках повторного метаморфизма (диафтореза) в метаморфических сланцах Закарпатской области. - Минерал. сборник Львов. геол. о-ва, 1948, № 2, с.205-206.
58. СОВОЛЕВ Н.В. Парагенетические типы гранатов. М., "Наука", 1964. 220 с.
59. СТРАХОВ Н.М. Основы теории литогенеза. Т. I., М., Изд-во АН СССР, 1962. 212 с.
60. СУДОВИКОВ Н.Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1964. 252 с.
61. ТАТАРСКИЙ В.Б. Кристаллооптика и иммерсионный метод. М., "Недра", 1965. 308 с.
62. ТКАЧУК Л.Г. Петрография Раховского кристаллического массива. - Научн. зап. Львов. политехн. ин-та. Сборник нефт. ф-та, 1949, вып.11, № 3, с.10-38.
63. ТКАЧУК Л.Г., ГУРЖИЙ Д.В. Раховский кристаллический массив (Карпаты). К., Изд-во АН УССР, 1957. 126 с.
64. ТКАЧУК Л.Г., ДАНИЛОВИЧ Ю.Р. Метаморфизм кристаллических сланцев Украинских Східних Карпат. - Геол. журн., 1965, № 6, с.3-12.
65. ТКАЧУК Л.Г., ДАНИЛОВИЧ Ю.Р., АФАНАСЬЕВА И.М. Про вік порід кристалічного комплексу та осадового чохла Східних Українських Карпат. - Допов. АН УРСР. Сер. Б, 1972, № 2, с.121-124.
66. ТРУСОВА И.Ф. Петрографический очерк Раховского кристаллического массива Восточных Карпат. - Труды Моск. геол.-развед. ин-та, 1950, 25, с.17-25.
67. ТРУСОВА И.Ф. Метаморфические породы Раховского массива Восточных Карпат. - Бюл. Моск. о-ва испит. природы, отд. геол., 1952, 27, с.22-38.
68. УСЕНКО И.С. Основные и ультраосновные породы Западного Приазовья. К., Изд-во АН УССР, 1960. 144 с.

69. ФЕДЬКИН В.В. Ставролит. М., "Наука", 1975. 272 с.
70. ЧЕРКАСОВ Ю.А. Применение "фокального экранирования" при измерениях показателей преломления иммерсионным методом. - В кн.: Современные методы минералогического исследования горных пород, руд и минералов. М., 1957, с.184-208.
71. ЧУЛОЧНИКОВ В.И. Обсуждение докладов по вопросам минералогии и геохимии Советских Карпат. - В кн.: Материалы Комиссии минералогии и геохимии, 1961, № 1, с.191-192.
72. ЩЕРБАКОВ І.Б. Про глиноземистість біотитів з метаморфічних порід. - Геол. журн., 1965, 25, вип.1, с.16-24.
73. HSU K.J. Monometamorphism, polymetamorphism and retrograde metamorphism. - Amer.J.Sci., 1955, 253, 4, p. 23-29.
74. LOCZY L. Die wirtschaftsgeol. Bedeutung des Rückgliederung Rhythmens. - In: Jahr. d.k. Anst. Budapest, 1943, S.12-16.
75. LOCZY L. Jahresberichte der Kgl. und Geol. - Anstalt über die Jahre 1939-1940. I. Budapest, 1943, S. 8-12.
76. TOKARSKI J. e. a. Pasma gor Czywczymskich. - Roczn. Pol.Tow. Geol., I, X, Krakow, 1934, 208 s.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

| | |
|---|-----|
| Предисловие | 3 |
| РЕГИОНАЛЬНОЕ ОПИСАНИЕ ДОМЕЛОВЫХ ПОРОД | 6 |
| МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ | 6 |
| МЕЗОЗОЙСКИЕ ОСАДОЧНЫЕ И МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ ПОРОДЫ | 11 |
| Триасовые отложения | 11 |
| Юрские отложения | 15 |
| ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ДОМЕЛОВЫХ ПОРОД | 18 |
| МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ | 18 |
| Белопотокская, или гнейсово-сланцевая, свита | 18 |
| Деловецкая, или карбонатно-сланцевая, свита | 26 |
| Минеральные ассоциации ортопород | 41 |
| Серицитовые филлиты и метаморфизованные известняки с Орловки (Одесская обл.) | 47 |
| МЕЗОЗОЙСКИЕ ОСАДОЧНЫЕ И МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ ПОРОДЫ | 50 |
| Терригенно-карбонатные породы триаса | 50 |
| Вулканогенно-терригенно-карбонатные породы юры | 65 |
| ОСОБЕННОСТИ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ | 84 |
| МИНЕРАЛЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД | 84 |
| МИНЕРАЛЫ МЕЗОЗОЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ И МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ПОРОД | 110 |
| МЕТАМОРФИЗМ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА И ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИЕ (И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ) ПРЕОБРАЗОВАНИЯ МЕЗОЗОЙСКОГО ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА | 138 |
| МЕТАМОРФИЗМ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА | 138 |
| Прогрессивный метаморфизм | 142 |
| Регрессивный полиметаморфизм | 154 |
| ЭПИГЕНЕЗ И МЕТАМОРФИЗМ МЕЗОЗОЙСКОГО ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА | 158 |
| Начальный и глубинный эпигенез | 159 |
| Низкотемпературный метаморфизм | 169 |
| НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ ДОМЕЛОВОГО КОМПЛЕКСА | 173 |
| Причины и источники эпигенеза и метаморфизма мезозойских осадочных пород | 174 |
| Данные абсолютного возраста и их геологическая интерпретация | 177 |
| Л и т е р а т у р а | 181 |

Брий Ростиславович Данилович

ПЕТРОГРАФИЯ ДОМЕЛОВЫХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ
И ОСАДОЧНЫХ ПОРОД УКРАИНСКИХ КАРПАТ

Печатается по постановлению ученого совета
Института геохимии и физики минералов АН УССР

Редактор Р.И.Бычкова
Оформление художника В.И.Трачева
Художественный редактор И.П.Савицкая
Технический редактор В.С.Литвишко
Корректор Н.Б.Игнатовская

Информ. бланк № 1541

Подписано в печать 22.02.78. БФ 09177. Формат 60x84/16
Бумага офс. № 1. Усл. печ. л. 10,93. Уч.-изд. л. 10,52.
Тираж 550 экз. Заказ 8-235. Цена 1 руб. 10 коп.

Издательство "Наукова думка", 252601, Киев-4, ГСП, ул.Резина, 3.
Киевская книжная типография научной книги Республиканского произ-
водственного объединения "Полиграфкнига" Госкомиздата УССР, 252004,
Киев-4, Резина, 4.

1руб. 10 коп.

2345

«НАУКОВА ДУМКА»